

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LE PORPHYRE ARCHÉEN À Mo-Cu±Au DE TILLY, BAIE-JAMES, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

BAPTISTE CHAPON

Mai 2011

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je remercie grandement Dominique Doucet ainsi que toute l'équipe de Ressources Sirios Inc pour le soutien logistique, financier, ainsi que pour la confiance qu'ils m'ont accordée tout au long de ce projet.

Je tiens à remercier mon directeur, Michel Jébrak, tout d'abord pour m'avoir permis de vivre cette expérience, mais aussi pour son encadrement de qualité et son enthousiasme.

Je remercie également mon co-directeur, Pierre-Simon Ross de l'INRS, pour ses « relectures pointilleuses » qui, malgré le travail supplémentaire qu'elles ont occasionné, ont permis d'améliorer la qualité de ce mémoire de façon considérable. Je le remercie aussi pour ses conseils, sa disponibilité ainsi que pour l'aide qu'il m'a fournie sur le terrain.

La grande liste des collaborateurs du projet mérite aussi mes remerciements, à savoir, Ross Stevenson, pour ses conseils en géochimie, André Poirier, pour son encadrement et sa participation dans les datations Re-Os mais aussi Stéphane Roudaut, pour son travail sur les brèches de Tilly ainsi que Viorel Horoi et Jean David.

Je remercie l'équipe de géologues du MRNF, et en particulier Pierre Lacoste et Pierre Pilote.

Je tiens à remercier également les organismes subventionnaires qui ont rendu ce projet possible, à savoir DIVEX, le FQRNT et le CRSNG.

Toute l'équipe de l'UQAM mérite mes remerciements pour leur accueil et leur aide précieuse. Je remercie en particulier Raynald Lapointe pour ses « bricolages scientifiques », Michèle Laithier pour sa disponibilité et ses conseils et Jeffrey Vaillancourt pour ses talents de gestionnaire ; merci aussi aux collègues du laboratoire de géologie économique de l'UQAM, Raphaël, Christian, Geneviève, Ludovic, Erwann et Andréa.

Je remercie ma petite sœur, Poulie, qui a réussi à corriger mon orthographe sans comprendre l'objet de ce présent mémoire.

Je tiens à remercier mes proches qui m'ont supporté pendant toute cette aventure et en particulier ma femme Louise-Josée, pour sa patience et sa compréhension et mon fils Adrien, pour avoir fait ses nuits dès le deuxième mois et permettre ainsi à papa de réaliser ce beau projet.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	i
TABLES DES MATIÈRES	ii
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE D'ACRONYMES ET DE SYMBOLES	xii
RÉSUMÉ.....	xiii

INTRODUCTION.....	1
Gisements de type « porphyre » : généralités.....	2
Problématique de recherche	3
Objectifs	4
Méthodologie et rôle de l'auteur	4
Organisation du mémoire	7

CHAPITRE I

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE.....	9
-------------------------------	---

1.1 Géologie régionale	9
1.1.1 Stratigraphie régionale.....	11
1.1.2 Géologie structurale.....	15
1.1.2 Métamorphisme régional	16
1.1.4 Métallogénie régionale	18
1.2 Géologie de la propriété Tilly	19
1.2.1 Granitoïde de Tilly.....	21
1.2.2 Granitoïdes potassiques	23
1.2.3 Granodiorite rose	23
1.2.4 Roches porphyriques	26
1.2.5 Diorite à quartz	29
1.2.6 Dykes mafiques à intermédiaires.....	30

1.2.7 Roches volcanoclastiques (Formation de Pie)	30
1.2.8 Brèche magmatique	32
1.2.9 Pegmatites.....	32
1.2.10 Pyroxénites	33
1.2.11 Formation de Sakami.....	33
1.3 Cartes régionales et locales des linéaments.....	35
1.3.1 Carte régionale.....	35
1.3.2 Carte locale	41
1.4 Résumé du chapitre	43
 CHAPITRE II	
GÉOCHIMIE DES FACIÈS PRINCIPAUX	45
2.1 Diagrammes de Harker.....	45
2.2 Classification et distinction des unités	47
2.3 Discrimination tectonique	49
2.4 Diagrammes multiéléments.....	50
2.5 Degré d'oxydation des roches porphyriques et du granitoïde de Tilly.....	52
2.6 Résumé du chapitre	52
 CHAPITRE III	
DATATION DU MAGMATISME PAR LA MÉTHODE U-Pb SUR ZIRCONS	54
3.1 Résumé des résultats	54
3.2.1 Granodiorite rose (échantillon 09Tilly1)	54
3.2.2 Dyke de QFP blanc (échantillon 09Tilly2).....	56
3.2.3 Granitoïde de Tilly (échantillon 09Tilly3).....	57
3.2 Discussion des résultats.....	59
3.3 Corrélation avec la géologie régionale.....	59
3.4 Résumé du chapitre	61
 CHAPITRE IV	
MINÉRALISATION ET ALTÉRATION.....	65
4.1 Généralités.....	65

4.2 Les différents styles de minéralisations.....	67
4.2.1 Brèches hydrothermales	67
4.2.2 Réseaux de veines et veinules de type stockwerk.....	69
4.2.3 Minéralisations disséminées dans le granitoïde de Tilly	69
4.2.4 Minéralisations associées aux roches porphyriques	70
4.2.5 Veines de quartz-molybdénite isolées	70
4.3 Description sommaire des principaux indices de la propriété.....	72
4.3.1 Firecracker.....	72
4.3.2 Silly Cat.....	73
4.3.3 Yo	73
4.3.4 Blue Fox	73
4.3.5 Brèche Ozzy	74
4.3.6 Brèche Ouest.....	74
4.3.7 Yogi.....	74
4.3.8 Boubou	74
4.3.9 Alix	75
4.3.10 Caliméro	75
4.3.11 Brèche Suzette	75
4.3.12 Capitaine.....	76
4.3.13 Spotty Moly	76
4.3.14 Tide.....	77
4.4 Étude de lames minces d'échantillons minéralisés	78
4.4.1 Description des phases minéralisées et des minéraux associés	79
4.4.2 Succession paragénétique	79
4.5 Altération hydrothermale	84
4.5.1 Observations de terrain	84
4.5.2 Étude de lames minces.....	86
4.6 Résumé du chapitre	87

CHAPITRE V	
DATATION DE LA MINÉRALISATION PAR LE SYSTÈME RE-OS SUR MOLYBDÉNITE	90
5.1 Description de la méthode	90
5.1.1 Le système Re-Os : la particularité de la molybdénite	90
5.1.2 Principe de dilution isotopique	91
5.1.3 Dosage du <i>spike</i>	92
5.1.4 Préparation des échantillons	92
5.1.5 Protocole analytique de l'extraction de l'osmium	93
5.1.6 Mesure des rapports isotopiques de l'osmium par spectrométrie de masse à ionisation thermique en mode négatif (N-TIMS)	97
5.1.7 Protocole analytique de purification du rhénium	99
5.1.8 Traitement des données	99
5.2 Résultats obtenus pour Tilly	101
5.2.1 Série 1	102
5.2.2 Série 2	104
5.2.3 Tentative de calibrage du <i>spike</i> à partir du standard de Henderson	107
5.2.4 Corrélation avec les datations U/Pb sur zircons	107
5.2.5 Interprétation de la série 2	108
5.3 Résumé du chapitre	108
CHAPITRE VI	
NATURE DES FLUIDES MINÉRALISATEURS	110
6.1 Résumé de l'étude sommaire des inclusions fluides des brèches hydrothermales	110
6.2 Étude des isotopes de l'oxygène sur le quartz de Tilly	111
6.2.1 Interprétation pour une température de 400°C	113
6.3 Résumé du chapitre	114
CHAPITRE VII	
DISCUSSION	115
7.1 Roches encaissantes, environnement tectonique, âge du magmatisme	115
7.2 Relation entre le magmatisme et la minéralisation	116

7.3 Minéralisation et altération.....	117
7.3.1 Minéralisation.....	118
7.3.2 Altération.....	118
7.3.3 Fluides minéralisateurs.....	119
7.4 La minéralisation de Tilly est-elle de style porphyrique?	120
7.5 Comparaison de Tilly avec certains porphyres archéens.....	122
7.6 Conditions de mise en place et de préservation.....	122
7.6.1 Mise en place.....	122
7.6.2 Préservation	125
7.7 Succession des événements.....	126
CONCLUSION	128
ANNEXE 1	
RÉSULTATS BRUT DES DONNÉES GÉOCHIMIQUE DU CHAPITRE 2	132
Résultat de la série 1 (ALS Chemex)	132
Résultats de la série 2 (INRS-ETE).....	135
Analyses du FeO par titration (INRS)	140
ANNEXE 2	
RAPPORT SUR LES DATATIONS U-PB SUR ZIRCON RÉDIGÉ PAR JEAN DAVID DU GEOTOP-UQAM.....	141
ANNEXE 3	
TABLEAU DE DONNÉES DES ANALYSES U-PB SUR ZIRCON REMIS PAR JEAN DAVID DU GEOTOP-UQAM.....	151
ANNEXE 4	
ÉTUDE QUANTITATIVE DE LA MORPHOLOGIE DES FRAGMENTS DES BRÈCHES HYDROTHERMALES DE TILLY	153
ANNEXE 5	
TEST DE CALIBRATION AVEC LE STANDARD DE HENDERSON	158
Résultats de la série 2 en admettant le standard de Henderson	159
Interprétation de la série 2 avec calibration	160

ANNEXE 6	
RAPPORT PRÉLIMINAIRE DE BOCCAR DIAGANA SUR L'ÉTUDE SOMMAIRE D'INCLUSIONS FLUIDES DANS LE QUARTZ HYDROTHERMALES DES BRÈCHES DE TILLY	162
ANNEXE 7	
ANALYSES DE MICAS BLANCS AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE (MEB)	167
RÉFÉRENCES	169

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1: Carte des sous-provinces géologiques de la Province du Supérieur montrant la localisation de la propriété Tilly (modifié de Simard et al., 2008).....	10
1.2: Carte géologique des feuillets SNRC 33F et 33G montrant les limites de la figure 1.3 en trait gras noirs (modifié de Dion et al., 2003).	13
1.3: Carte géologique du feuillet SNRC 33G16 comprenant la propriété Tilly, d'après Bandyayera et al. (2010).	14
1.4: Carte géologique montrant la localisation du dôme de granulite (modifié de Gauthier et al., 1997).....	17
1.5: Carte géologique de la propriété Tilly basée d'après les données de Ressources Sirios inc, la géophysique (levés magnétiques et spectrométriques réalisés pour Ressources Sirios inc. par Dubois et Cheman (2008)), les travaux de Bandyayera et al. (2010), et la cartographie réalisée dans le cadre de cette étude.....	20
1.6: a. Teinte blanche du granitoïde de Tilly en surface sciée humide. b. Teinte rosée du granitoïde de Tilly en surface sciée humide. c. Vue en lumière transmise nicols croisés d'un feldspath potassique maclé Carlsbad séricitisé. d. Surface sciée humide du faciès de granitoïde potassique. e. Vue en lumière transmise nicols croisés du faciès de granitoïde potassique montrant sa nature inéqui-granulaire ainsi que des microclines primaires. f. Vue en lumière transmise nicols croisés du faciès de granitoïde potassique montrant des plagioclases frais.....	22
1.7: Contours géologiques superposés à la carte spectrométrique du potassium (modifié de Dubois et Cheman, 2008). Sur cette figure, les hauts de potassium s'expliquent à la fois par des différences géochimiques primaires (présences d'intrusions potassiques et de la granodiorite rose) et par l'altération variable des granitoïdes.	24
1.8: a. Claste d'amphibolite dans la granodiorite rose. b. Aspect typique de la granodiorite rose en surface sciée humide. c. Échantillon de la photo précédente coloré au cobaltinitrite de sodium (le feldspath potassique colore en jaune orangé, le quartz est gris et le plagioclase blanc). d. Vue en lumière transmise nicols croisés du faciès de granodiorite rose. e. Zone de brèche magmatique à matrice de diorite à quartz et fragments de granitoïde recoupée par un dyke de pegmatite. f. Agrandissement de la photo précédente montrant la texture pegmatitique du dyke.	25

1.9: a. Photographie du porphyre de type QFP blanc en surface altérée. b. Photographie du porphyre de type QFP gris en surface sciée humide. c. Dyke de porphyre de type QFP blanc recoupant le granitoïde, indice Spotty-Moly. d. Brèche magmatique à enclave de QFP et matrice de granitoïde, secteur Caliméro. e. Brèche hydrothermale Ozzy montrant un claste anguleux de QFP blanc. f. Aspect typique de la diorite à quartz en surface sciée humide. 27

1.10: Diagramme de Streckeisen (1974) des roches intrusives de la propriété Tilly. Le pourcentage des minéraux a été estimé visuellement à partir des plaques colorées..... 29

1.11: a. Dyke mafique à intermédiaire de type 1, riche en chlorite recoupant une veine de quartz-molybdénite, indice Firecracker. b. Aspect typique des dykes mafiques à intermédiaires de type 2 en surface sciée humide. c. Affleurement de roches volcanoclastiques montrant l'étirement des clastes et une variation de granulométrie. d. Vue en lumière transmise nicols croisés illustrant la différence de composition entre clastes et matrice du faciès de roches volcanoclastiques. e. Surface sciée humide de l'unité de roches volcaniques intermédiaires. f. Vue en lumière transmise nicols croisés de l'unité de roches volcaniques intermédiaires..... 31

1.12: a. Enclaves mafiques arrondies dans une unité de granitoïde de Tilly. b. Zones d'enclaves mafiques anguleuses dans une unité de granitoïde de Tilly. c. Aspect typique des dykes de pyroxénite. d. Formation de Sakami montrant des variations de granulométrie de conglomérat grossier à grés arkosique fin..... 34

1.13: Log stratigraphique de la Formation de Sakami au lac Tilly montrant la radioactivité totale en chocs par seconde (tiré de Payette et Larose, 1977). 35

1.14: Carte régionale du magnétisme résiduel montrant la localisation de la propriété Tilly en trait rouge. Les couleurs chaudes représentent les hautes valeurs et les couleurs froides les basses..... 37

1.15: Carte de la dérivée première du champ magnétique montrant les limites de la propriété Tilly en rouge et le contour de l'unité de diorite en pointillés noir. Les couleurs chaudes représentent les hautes valeurs et les couleurs froides les basses..... 38

1.16: Carte d'élévation montrant la localisation de la propriété Tilly. Les couleurs chaudes représentent les hautes valeurs et les couleurs froides les basses..... 39

1.17: Carte interprétative des linéaments montrant la localisation de la propriété Tilly. Les linéaments majeurs sont en traits gris épais et les linéaments secondaires en traits noirs fins. 40

1.18: Abondance relative de l'azimut des linéaments de la région de Tilly (n = 1326)..... 41

1.19: Carte géologique de la propriété Tilly montrant les linéaments majeurs en traits gris gras, et secondaires en traits gris fins. 42

1.20: Stéréonet représentant l'orientation des veines de quartz-molybdénite de l'indice Yo (n =15).	43
2.1: Diagrammes des éléments majeurs en fonction de la silice. FG = fragment dans les roches volcanoclastiques.	46
2.2: Diagrammes de Winchester et Floyd (1977) des faciès principaux de la propriété Tilly. FG = fragment dans les roches volcanoclastiques.	48
2.3: Diagramme Zr vs. Y montrant l'affinité magmatique des roches de la propriété (champs de Ross et Bédard, 2009). FG = fragment dans les roches volcanoclastiques.	49
2.4: Diagrammes de Pearce (1984) des roches intrusives felsiques de la propriété Tilly. VAG: <i>Volcanic Arc Granite</i> ; Syn-COLG: <i>Syn-Collisional Granite</i> ; WPG: <i>Within Plate Granite</i> ; ORG: <i>Ocean Ridge Granite</i> .	50
2.5: Profils moyens en éléments traces (a) et en terres rares (b) des faciès intrusifs principaux de la propriété Tilly. Le nombre entre parenthèses dans la légende indique le nombre d'échantillons utilisés pour calculer la moyenne. Les profils sont normalisés selon les valeurs de Sun et McDonough (1989).	51
2.6: Diagramme FeO/Fe ₂ O ₃ vs SiO ₂ montrant les champs des différents types de porphyres phanérozoïques et les données obtenues pour Tilly (modifié de Sinclair 2007).	53
3.1: Photographie des zircons de l'échantillon de granodiorite rose (09Tilly1).	55
3.2: Diagramme concordia pour l'échantillon de granodiorite rose (09Tilly1).	55
3.3: Photographie des zircons de l'échantillon de dyke de QFP blanc (09Tilly2).	56
3.4: Droite de régression de l'échantillon de dyke de QFP blanc (09Tilly2).	57
3.5: Photographie des zircons de l'échantillon de granitoïde de Tilly (09Tilly3).	58
3.6: Droite de régression pour l'échantillon de granitoïde de Tilly (09Tilly3).	58
3.7: Photographie au niveau du site d'échantillonnage du dyke de QFP blanc recoupant le granitoïde de Tilly.	60
3.8: Corrélation des datations U-Pb de cette étude avec la stratigraphie de la Sous-province de La Grande au niveau du feuillet SNRC 33G (modifié de Goutier et al., 2001).	62
3.9: Corrélation des datations U-Pb de cette étude avec la stratigraphie de la Sous-province de La Grande au niveau de la rivière Eastmain (modifié de Mouksil et al., 2003).	63
4.1: Carte des indices minéralisés superposée à la géologie (grid UTM Nad 83 zone 18).	66

4.2: a. Photographie d'une brèche hydrothermale minéralisée, indice Firecracker. b. Photographie d'une brèche hydrothermale minéralisée, indice Firecracker. Le crayon marqueur servant d'échelle est encerclé en rouge. c. Agrandissement de la photographie 4.2b montrant les amas de molybdénite associés au quartz. d. Photographie d'un amas centimétrique de molybdénite, indice Firecracker. e. Photographie de la brèche hydrothermale Yogi. f. Photographie de la brèche hydrothermale Yogi montrant l'interprétation de la limite fragment-matrice pour les fragments dont le périmètre est bien défini (fragments colorés).	68
4.3: a. Photographie d'un stockwerk de quartz-molybdénite, indice Firecracker. b. Photographie d'un stockwerk de quartz-molybdénite où les veines sont subparallèles, indice Yo. c. Minéralisation en molybdénite-chalcoppyrite associée à des zones riches en biotite et disséminée dans le granitoïde de Tilly, indice Yo. d. Minéralisation en molybdénite disséminée dans le granitoïde de Tilly. e. Dyke porphyrique de type QFP blanc recoupé par une veine de quartz-molybdénite. f. Dyke centimétrique de porphyre minéralisé en molybdénite recoupant le granitoïde de Tilly.....	71
4.4: Cartographie détaillée de l'indice Spotty-Moly (grid UTM Nad 83 zone 18).	77
4.5: a. Vue en lumière réfléchie de Py de première génération et Ccp en bordure, indice Yo. b. Vue en lumière réfléchie d'une inclusion de Sp dans la Ccp, indice Yo. c. Vue en lumière réfléchie de Ccp et Mo interdigitées avec la Py de deuxième génération en bordure, indice Yo. d. Vue au microscope électronique à balayage de Mo et bismuthinite interdigitées, indice Yo. e. Vue en lumière réfléchie de Ccp et Sp avec Py de deuxième génération en bordure, indice Yo. f. Vue en lumière réfléchie d'altération supergène de Ccp en Dg et Cv, indice Yo.	80
4.6: a. Vue en lumière réfléchie de Po avec Ccp en bordure, indice Boubou. b. Vue au microscope électronique à balayage d'une plage de bismuthinite contenant des inclusions de tellure d'argent, indice Yo. c. Vue en lumière réfléchie et transmise de Ccp et biotite interdigitées, indice Yo. d. Vue en lumière transmise de Ccp associée à des plages de Mu, indice Yo. e. Vue en lumière transmise de Mo associée à une plage de Mc-Qz, indice Spotty-Moly. f. Vue au microscope électronique à balayage de Ccp associée à la Sr incluse dans un plagioclase altéré, indice Yo.	81
4.7: Analyses aux rayons X de tellure d'argent (a) et de tellure de bismuth (b) observés sur la figure 4.6b.....	82
4.8: Succession paragénétique établie à partir des observations microscopiques et macroscopiques.	83
4.9: a. Vue en surface sciée humide d'un front de feldspaths potassique affectant le granitoïde de Tilly. b. Le même échantillon coloré au cobaltinitrite de sodium. c. Stockwerk à hématite recoupant le granitoïde de Tilly. d. Veinules d'épidote recoupant et décalant une veine de quartz-molybdénite, indice Alix.....	85

4.10: a. Vue en lumière transmise naturelle d'une veinule de biotite-quartz recoupant le granitoïde de Tilly. b. Vue en lumière transmise nicols croisés d'une plage de plagioclase séricitisé recoupée par une veinule de quartz-microcline. c. Vue en lumière transmise nicols croisés de microcline intergranulaire entourant des plagioclases séricitisés. d. Vue en lumière transmise nicols croisés de microcline intergranulaire entourant un plagioclase séricitisé maclé polysynthétique. e. Vue en lumière transmise nicols croisés d'une veinule potassique recoupant une roche grenue. f. Vue en lumière transmise nicols croisés de la veinule potassique de la photo précédente.	88
5.1: a. Photographie d'un tube Carius. b. Photographie du dispositif de digestion acide et de scellage d'un tube Carius.	94
5.2: Photographie de la séparation de l'osmium et du rhénium.	96
5.3: Schéma de la microdistillation de l'Osmium (tiré de Birck et al., 1997)	97
5.4: Photographie du spectromètre N-TIMS (tiré de Poirier, 2001).....	98
5.5: Photographie du dispositif de purification du rhénium.	100
5.6: Exemple d'isochrone Re-Os.....	101
5.7: a. Photographie montrant la granulométrie de la molybdénite pour les datations de la série 1. b. Photographie montrant la granulométrie de la molybdénite pour les datations de la série 2.	102
5.8: localisation des échantillons de la série 1 (UTM Nad 83 zone 18).	103
5.9: a. Diagramme des concentrations ^{187}Os - ^{187}Re . b. Isochrone de la série 1.....	105
5.10: Localisation des échantillons de la série 2 (UTM Nad 83 zone 18).....	106
6.1: Photographie d'une inclusion fluide de type III.	111
6.2: Comparaison entre les résultats du $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ obtenus sur les veines et les brèches de Tilly à différentes températures (Tableau 6.1) et la composition de différents fluides d'après Taylor (1997).	112

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
4.1: Résultats des rainures et forages de l'indice Firecracker.	72
4.2: Récapitulatif des principaux indices minéralisés et zones de brèches.	78
5.1: Résultats des âges Re-Os de la série 1.	104
5.2: Résultats des analyses de la série 2.	107
6.1: Résultats de l'analyse isotopique du quartz ($\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$) et calcul de la composition du fluide ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$) selon la formule de Clayton et al. (1989).	112

LISTE D'ACRONYMES ET DE SYMBOLES

Au	Or
Am	Amphibole
Bi	Bismuthinite
Bn	Bornite
Bo	Biotite
Bx	Brèche
Ccp	Chalcopyrite
Cu	Cuivre
Cv	Covellite
Dg	Digénite
Fk	Feldspath potassique
Mal	Malachite
Mc	Microcline
MRNF	Ministère des ressources naturelles et de la faune
Mo	Molybdénite/Molybdène
Mu	Muscovite
Pl	Plagioclase
Po	Pyrrhotite
Py	Pyrite
UQAM	Université du Québec à Montréal
QFP	Porphyre à phénocristaux de quartz et de feldspath
Qz	Quartz
Sp	Sphalérite
Sr	Séricite
Te-Ag	Tellurure d'argent

RÉSUMÉ

Les gîtes porphyriques archéens restent mal connus. On a considéré que leur rareté pouvait être due à des conditions particulières à l'Archéen ou à la profondeur du niveau d'érosion. Les minéralisations à Mo-Cu±Au de Tilly se situent dans la Sous-province de La Grande, faisant partie de la Province du Supérieur. Les minéralisations sont principalement encaissées par une intrusion polyphasée nommée le granitoïde de Tilly, dont la composition varie de tonalite à granodiorite. Cette intrusion a été datée à $2745,8 \pm 0,8$ Ma par la méthode U-Pb sur zircons. On observe aussi des minéralisations disséminées dans les roches porphyriques à quartz et feldspath ce qui semble indiquer que ces roches ont directement participé à leur genèse. L'âge U-Pb de $2740,3 \pm 0,8$ Ma obtenu pour un dyke de porphyre est interprété comme étant l'âge d'au moins une partie de la minéralisation. Cet âge présente une bonne correspondance avec les datations de la molybdénite par la méthode Re-Os. La mise en place de la minéralisation est suivie par un épisode de magmatisme tardif daté à $2710 \pm 4,3/-2,6$ Ma. La géochimie démontre que les roches intrusives felsiques de la propriété forment une suite différenciée calco-alkaline. Les roches montrent un enrichissement en terre rares légères ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et présentent donc les mêmes caractéristiques géochimiques que les granitoïdes mis en place dans un environnement d'arc magmatique au Phanérozoïque.

La minéralisation de Tilly présente une association métallique à Mo-Cu±Au où la molybdénite est le sulfure dominant. On n'observe pas de fluorine dans les zones minéralisées. Les observations de terrain ont permis de distinguer différents styles de minéralisation : (1) les brèches hydrothermales; (2) les réseaux de veines/veinules de type stockwerk; (3) les minéralisations disséminées dans le granitoïde de Tilly; (4) les minéralisations associées aux roches porphyriques; (5) les veines de quartz-molybdénite isolées. Ces minéralisations sont de style comparable à celles observées dans les porphyres à molybdène de type « arc ».

L'étude microscopique révèle que l'altération hydrothermale et la minéralisation ne forme qu'un seul et même événement. La minéralisation se compose principalement de molybdénite, chalcopryrite, pyrite, sphalérite, bornite et de pyrrhotite. On distingue plusieurs assemblages minéralogiques qui lui sont associés : (1) les assemblages à séricite-muscovite-quartz qui représentent l'altération phylliteuse; (2) les assemblages à quartz-microcline-biotite ou biotite-quartz qui représentent l'altération potassique. Bien que ces assemblages minéralogiques soient typiques des gisements porphyriques, les altérations à Tilly se distinguent de celles généralement rencontrées dans ce type de gîte sur plusieurs points : (1) leur faible visibilité sur le terrain; (2) l'absence d'une zone d'altération phylliteuse bien développée; (3) l'absence de zonalité documentée des altérations; (4) le recoupement de l'altération phylliteuse par l'altération potassique; (5) l'absence de relations de recoupement de l'altération potassique par l'altération phylliteuse.

Le système de Tilly est comparable aux porphyres phanérozoïques mis en place dans les arcs magmatiques en termes de : (1) géochimie des roches encaissantes; (2) styles de minéralisations et présence de roches intrusives à texture porphyrique; (3) association métallique.

Mots clés : porphyre, Archéen, molybdène, Baie-James, géochronologie

INTRODUCTION

Les besoins de l'économie mondiale en métaux spéciaux, dont le molybdène, ont considérablement augmenté au cours des dernières années. Les gisements porphyriques contribuent 50 à 60 % de la production mondiale de cuivre et plus de 95 % de la production de molybdène (Sinclair, 2007). Au Québec, le molybdène constitue une ressource qui a été exploitée, mais qui n'est plus produite aujourd'hui. Les gisements de molybdène connus y sont tous associés aux granitoïdes. Ces roches intrusives constituent la majeure partie de la Province du Supérieur dans le Nord du Québec. Il existe donc dans cette région un potentiel pour découvrir de nouveaux gisements porphyriques.

L'une des découvertes de molybdène les plus remarquables de ces dernières années au Québec est le système porphyrique de Tilly, par la compagnie Ressources Sirios inc.. La propriété Tilly, qui fait l'objet de ce mémoire, se situe dans le territoire de la Baie-James entre les barrages hydroélectriques LG-3 et LG-4 de la rivière La Grande. L'accès à la propriété se fait par voie aérienne depuis la pourvoirie Nouchimie située sur la route Transtaïga à 30 kilomètres au sud, ou par bateau depuis le lac Tilly.

La minéralisation de Tilly a été découverte par les géologues de Ressources Sirios inc lors d'une campagne de prospection en 1997. Cette campagne a eu lieu à la suite d'une compilation d'anomalies en cuivre et molybdène dans les sédiments de lacs provenant des levés du Ministère des Ressources Naturelles du Québec. Plusieurs indices minéralisés principalement en Mo-Cu et quelques valeurs en or supérieures à 1 g/t ont été mis à jour lors des campagnes de prospection au marteau, suivies de rainurages. Plusieurs levés géophysiques au sol incluant de la magnétométrie, de la polarisation provoquée et de la spectrométrie gamma ont été effectués. Certains forages ont aussi été réalisés par Ressources Sirios inc sur les zones minéralisées ainsi que sur des anomalies géophysiques.

Gisements de type « porphyre » : généralités

Les gisements porphyriques sont des gisements à fort tonnage et à faible teneur qui sont spatialement et génétiquement associés à des intrusions à texture typiquement porphyrique (Seedorff et al, 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). Ces intrusions sont sub-volcaniques et généralement polyphasées. La composition de ces intrusions varie de felsique à mafique. La minéralisation se présente en stockwerks, sous forme de brèches hydrothermales, en filons, et dans des fractures. La minéralisation et les altérations hydrothermales associées présentent généralement une zonalité très marquée (ex. Lowell et Guilbert, 1970). Par exemple, pour les porphyres cuprifères, du cœur du système vers la périphérie on peut observer : (1) une zone interne d'altération potassique, caractérisée par la présence de biotite ou de feldspath potassique (microcline, orthose); (2) une zone phylliteuse plus ou moins argileuse, riche en séricite-quartz-pyrite et minéraux argileux; (3) une zone périphérique propylitique riche en chlorite-épidote-carbonates-albite et qui est généralement stérile. Une zone d'altération argillique avancée peut aussi être présente au dessus du gisement et atteindre la surface (Sillitoe, 2010). La minéralisation se situe généralement dans la zone potassique et/ou la zone phylliteuse. La reconnaissance des altérations hydrothermales et de leur zonation est donc un facteur clé pour l'exploration des gites porphyriques.

Les gisements porphyriques sont classés en fonction de leur contenu métallique principal. On distingue ainsi les porphyres à cuivre, les porphyres à or, les porphyres à molybdène, ceux à étain et enfin ceux à tungstène (Seedorff et al., 2005). Les intrusions et les altérations associées à chaque type de gisement sont variables, et demeurent mieux connues pour les porphyres à cuivre et ceux à molybdène que pour les autres types de gisements, dont il existe moins d'exemples. On distingue généralement deux sous-types de porphyres à molybdène : (1) les systèmes pauvres en fluor associés aux arcs magmatiques comme c'est le cas pour le gisement d'Endako en Colombie-Britannique (Selby et al., 2000); (2) les systèmes riches en fluor associés aux granites dans les environnements de type « rift » (Carten et al., 1993) comme le gisement de Climax au Colorado.

Problématique de recherche

À Tilly, les minéralisations se concentrent sur une superficie d'environ 16 km². Elles se présentent principalement sous la forme de brèches hydrothermales et de stockwerks avec des minéralisations disséminées. Ces minéralisations sont encaissées dans une roche intrusive felsique équi-granulaire. La molybdénite est le principal minéral d'intérêt économique, bien que de la chalcopryrite soit parfois présente. Malgré le fait que les altérations hydrothermales semblent particulièrement discrètes sur le terrain, les géologues de Ressources Sirios inc. ont rapidement remarqué la ressemblance de la minéralisation avec celle des gisements porphyriques (Desbiens, 1998, 2001).

Le gîte de Tilly semble encaissé par des roches archéennes. Or les minéralisations porphyriques archéennes demeurent peu connues et mal documentées. En effet, les intrusions porphyriques sont des intrusions superficielles qui occupent des zones de distension soumises à une remontée rapide du bâti et sont donc généralement rapidement érodées (Jébrak et Marcoux., 2008). Cela explique en partie pourquoi les systèmes porphyriques sont souvent mésozoïques à cénozoïques et pourquoi les porphyres archéens sont rares et peu connus. Il existe pourtant des exemples économiques comme le gisement de Boddington en Australie pour l'or (Allibone et al., 1998). Le gisement de Troilus, situé à la Baie-James au Québec, a été longtemps considéré comme un analogue archéen des porphyres à Cu-Au. Il est toutefois le sujet d'un débat dans la littérature entre une origine porphyrique (Fraser, 1993; Dion et al., 1998) et une genèse reliée à deux stades de minéralisation hydrothermale associés à une zone de déformation dans un orogène (Carles, 2000; Goodman et al., 2005).

Plusieurs questions clés peuvent donc être posées à Tilly :

- (1) Les minéralisations sont-elles réellement caractéristiques des gisements porphyriques?
- (2) Quelles sont la ou les intrusions directement associée(s) aux minéralisations observées?
- (3) Quels sont les âges de ces intrusions?

- (4) Quelle est la nature et l'intensité des altérations hydrothermales et peuvent-elles nous guider vers le cœur du système?
- (5) Enfin, d'une manière plus générale, le porphyre de Tilly est-il comparable aux porphyres phanérozoïques au niveau de la géochimie, de l'association métallique et de la nature des fluides minéralisateurs, ou marque-t-il une dynamique particulière?

Objectifs

Le projet de recherche a donc visé plusieurs objectifs :

- (1) Effectuer une cartographie précise de la propriété Tilly car la géologie était encore mal connue.
- (2) Déterminer la nature du magmatisme afin d'obtenir des informations sur l'environnement tectonique de formation de ces roches et de savoir si elles appartiennent à la même suite intrusive.
- (3) Connaître l'âge de mise en place des roches encaissantes pour vérifier si elles sont archéennes et établir la chronologie des événements.
- (4) Déterminer l'âge de la minéralisation et le comparer à l'âge de mise en place des roches encaissantes.
- (5) Effectuer une étude gîtologique des minéralisations.
- (6) Documenter l'altération hydrothermale.
- (7) Établir la nature des fluides hydrothermaux.
- (8) Placer les minéralisations du gîte de Tilly dans un contexte géologique, métallogénique et structural régional.

Méthodologie et rôle de l'auteur

Plusieurs méthodes distinctes ont été utilisées pour atteindre les objectifs du projet. Afin de répondre à l'objectif (1), un levé cartographique a été effectué et corrélé avec

l'interprétation de levés géophysiques magnétométriques et spectrométriques existants. Pour effectuer le levé cartographique, l'auteur a effectué deux missions de terrains à Tilly : en juin 2008, avec l'équipe de géologues de Ressources Sirios inc. et en juin 2009, avec P.-S. Ross. Ces missions ont permis une cartographie satisfaisante de la propriété. Cette cartographie, tout en distinguant les différentes lithologies, a porté une attention particulière aux roches à texture porphyrique, aux minéralisations et aux altérations.

Pour répondre à l'objectif (2), il était nécessaire de connaître la composition chimique en éléments majeurs et en éléments trace des différentes lithologies ainsi que leur affinité magmatique. Pour cela, l'auteur a prélevé de nombreux échantillons de roches intrusives sur le terrain et les a envoyé à des laboratoires pour qu'elles soient analysées. Il a ensuite interprété les résultats.

L'objectif (3) a nécessité la datation, par la méthode U-Pb sur zircons, de trois faciès lithologiques distincts. Pour chaque datation, un échantillon d'environ 20 kg a été prélevé sur le terrain. L'auteur a ensuite effectué le broyage de ces échantillons ainsi que la séparation des minéraux en utilisant une table à secousse, des liqueurs denses et un séparateur magnétique de type Frantz. Ces étapes ont été effectuées sous la supervision de Jean David du GEOTOP-UQAM. Ce dernier a ensuite effectué la sélection et l'analyse des zircons, le traitement des données et a rédigé un rapport (David, 2010).

La méthode de datation par le système Re-Os sur molybdénite a été utilisée pour répondre à l'objectif (4). Pour cela, plusieurs échantillons de granitoïdes minéralisés en molybdénite ont été prélevés afin de les dater. L'auteur a ensuite adapté une partie du laboratoire du GEOTOP-UQAM à la datation Re-Os sur molybdénite dans le cadre du cours SCT-7201 intitulé « Méthodes analytiques en science de la Terre I ». La mise en place de cette méthodologie s'est faite sous l'étroite supervision du Dr. André Poirier, professeur associé au GEOTOP-UQAM. Le Dr. Poirier maîtrisait déjà l'extraction et le dosage isotopique du Re-Os et il a été d'une grande aide dans l'application de cette méthode à la molybdénite. Il a aussi aidé au traitement des données. Une fois la méthode mise en place, elle a été appliquée aux échantillons de Tilly dans le cadre du cours SCT-7202 intitulé « Méthodes analytiques en science de la Terre II ».

Afin de répondre à l'objectif (5), plusieurs approches ont été utilisées. Tout d'abord une cartographie et une étude mégascopique des indices minéralisés a été effectuée par

l'auteur durant les visites sur le terrain. Celui-ci a ensuite réalisé une étude microscopique de plusieurs échantillons minéralisés et certains échantillons ont été analysés au microscope électronique à balayage (MEB).

Une étude mégascopique des altérations hydrothermales a été réalisée par l'auteur pour répondre à l'objectif (6). Les altérations ont été recherchées sur le terrain notamment l'altération potassique qui, selon le modèle métallogénique classique des gisements porphyriques, devrait être associée aux minéralisations en molybdène et cuivre. Une cartographie des zones anormales en potassium sur le levé spectrométrique a été effectuée afin de savoir s'il pouvait s'agir d'altération potassique ou d'altération à quartz-séricite-pyrite. Une étude pétrographique des altérations hydrothermales associées aux minéralisations a aussi été effectuée par l'auteur.

Pour documenter la nature des fluides hydrothermaux – l'objectif (7) – plusieurs méthodologies ont été abordées. Une étude inédite de Boccar Diagona sur les inclusions fluides des quartz des brèches hydrothermales de Tilly était disponible au laboratoire de l'UQAM, et les faits saillants ont été intégrés au chapitre 6. Une étude des isotopes de l'oxygène dans le quartz des veines et des brèches a été entreprise par l'auteur qui a effectué l'échantillonnage et la préparation des échantillons. Les analyses ont été réalisées dans un laboratoire externe. Une étude de la composition des micas blancs au MEB a été entreprise par l'auteur. Cette méthode est toutefois remise en question par la présence de micas recristallisés et les résultats n'ont donc pas été intégrés au mémoire. Ils sont disponibles en annexe 7.

Une synthèse des travaux publiés par le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune (MRNF) pour la Sous-province de La Grande a été effectuée par l'auteur pour répondre à l'objectif (8). Celui-ci a ensuite comparé l'âge des différentes intrusions de Tilly avec les différents cycles volcano-plutonique recensés. L'auteur a aussi effectué une carte régionale des linéaments topographiques et magnétiques en collaboration avec Viorel Horoi, chercheur à l'UQAM.

Organisation du mémoire

Le présent mémoire comprend huit chapitres et de sept annexes :

- Le premier chapitre intitulé « Contexte géologique » localise le terrain d'étude, présente les résultats de cartographie et décrit les roches rencontrées. On y retrouve aussi une synthèse des travaux publiés par le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune (MRNF) et les résultats de la carte des linéaments.
- Le deuxième chapitre intitulé « Géochimie des faciès principaux » présente et interprète les résultats des analyses géochimiques pour les éléments traces et les éléments majeurs en termes d'environnement tectonique. Il compare aussi le degré d'oxydation de certains faciès avec ceux obtenus pour les roches de plusieurs gisements porphyriques.
- Le troisième chapitre intitulé « Datation du magmatisme par la méthode U-Pb sur zircon » résume les résultats obtenus par Jean David. Il comprend aussi une corrélation de ces résultats avec les observations de terrain et la stratigraphie régionale.
- Le quatrième chapitre intitulé « Minéralisations et altérations » résume les observations effectuées par l'auteur sur le terrain et en lame mince. Il comprend aussi une brève description des indices minéralisés visités pour ce projet.
- Le cinquième chapitre intitulé « Datation de la minéralisation par le système Re-Os sur molybdénite » est extrait des rapports que l'auteur a rédigé pour les cours SCT-7201 et SCT-7202. Dans la première partie, ce chapitre présente le principe de la méthode Re-Os sur molybdénite et décrit chaque étape. La deuxième partie résume les résultats obtenus sur la molybdénite de Tilly.
- Le sixième chapitre intitulé « Nature des fluides minéralisateurs » résume l'étude inédite de Boccar Diagana sur les inclusions fluides des quartz des brèches hydrothermales de Tilly afin d'approximer une température de fluide. La deuxième partie est une étude isotopique de l'oxygène sur le quartz provenant de brèches hydrothermales et de veines minéralisées. Cette étude utilise pour l'interprétation la même température que celle approximée à la première partie.
- Le septième chapitre intitulé « Discussion » reprend les faits saillants des chapitres précédents et propose un modèle génétique pour la formation des minéralisations de Tilly. On

y retrouve aussi un inventaire, non-exhaustif, de porphyres archéens documentés dans la littérature scientifique.

- Le huitième chapitre intitulé « Conclusion » tente de répondre à la problématique de recherche. Il propose aussi d'autres axes de recherches qui pourraient améliorer la connaissance de la propriété Tilly.

- L'annexe 1 présente les résultats bruts des analyses géochimiques du chapitre 2. Cette annexe est divisée en deux parties, chacune d'elle concernant un laboratoire différent.

- L'annexe 2 présente l'intégralité du rapport sur les trois datations U-Pb sur zircons remis par Jean David.

- L'annexe 3 est le tableau de données concernant les datations U-Pb sur zircon. Ce tableau a été préparé par Jean David.

- L'annexe 4 est une étude effectuée en collaboration avec Stéphane Roudaut, étudiant de maîtrise à l'Université du Québec à Montréal (UQAM), et Michel Jébrak. Cette étude intitulée « Étude quantitative de la morphologie des fragments des brèches hydrothermales de Tilly » nous apporte des informations sur la genèse de ces brèches et leur géométrie.

- L'annexe 5 est un travail de calibration de *spike* réalisé en collaboration avec le Dr. Poirier. Les résultats de ce travail n'ont pas été intégrés au mémoire car le standard utilisé a été jugé non adapté pour l'Archéen.

- L'annexe 6 présente le rapport préliminaire rédigé par Boccar Diagana sur l'étude des inclusions fluides contenues dans le quartz des brèches hydrothermales.

- L'annexe 7 résume les résultats obtenus pour l'étude de la composition des micas blancs au MEB. Ces résultats n'ont pas été intégrés au mémoire.

CHAPITRE I

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE

Ce chapitre est consacré à la géologie et la métallogénie régionale, à la géologie des roches de la propriété Tilly, et à leur pétrographie. La section 1.1 résume les différents aspects de la géologie régionale et localise la propriété Tilly. La section 1.2 présente les résultats de la cartographie réalisée dans le cadre de cette étude et décrit les différentes lithologies rencontrées. La section 1.3 produit une carte de linéaments qui complète la géologie régionale et locale.

1.1 Géologie régionale

Au niveau régional, la zone d'étude se situe dans la Sous-province de La Grande qui appartient à la Province du Supérieur. La Province du Supérieur est un vaste craton archéen qui contient principalement des roches intrusives (surtout felsiques), des bassins sédimentaires métamorphisés et des ceintures de roches vertes (Simard et al., 2008). Le métamorphisme varie de schiste vert à granulite. Cet ensemble a été divisé en sous-provinces (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990) ou en terranes et domaines (Percival, 2007; Stott et al., 2010) selon des bases lithologiques, structurales, métamorphiques, géochronologiques et géophysiques (Simard et al., 2008). La majorité des roches sont néoarchéennes (2,8 à 2,5 Ga) et mésoarchéennes (3,6 à 2,8 Ga), bien que l'on reconnaisse quelques rares unités plus anciennes qui témoignent de la présence d'une croûte paléoarchéenne (David et al., 2004). La métallogénie de la Province du Supérieur est très variée. Les minéralisations en or le long de la faille Cadillac dans la Sous-province de l'Abitibi sont un exemple (Legault et Rabeau, 2006) de gîte commun, comme les sulfures massifs volcanogènes dans la même sous-

province (Percival, 2007). La métallogénie de la Baie-James et du Grand-Nord Québécois reste moins bien connue cependant. Simard et al. (2008) reconnaissent tout de même au nord-est de la Province du Supérieur 21 types de gîtes minéraux distincts.

Située dans la partie est de la Province du Supérieur, la Sous-province de La Grande est bordée au nord par les roches volcano-plutoniques de la Sous-province de Minto et au sud par les roches métasédimentaires des sous-provinces d'Opinaca et de Nemiscau (figure 1.1).

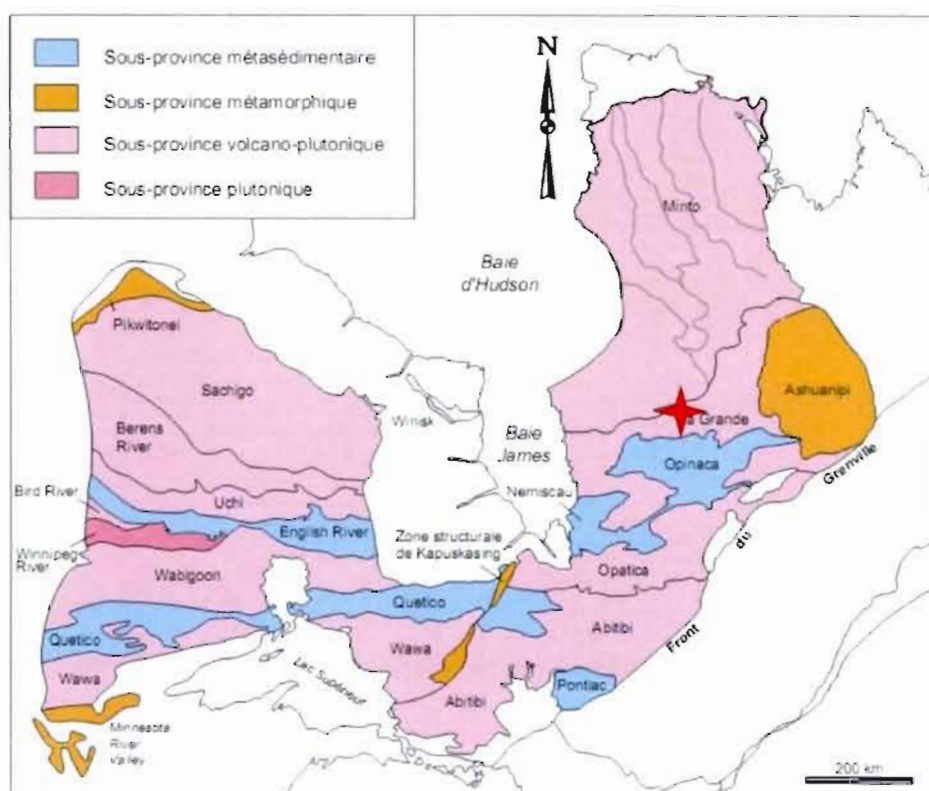


Figure 1.1 : Carte des sous-provinces géologiques de la Province du Supérieur montrant la localisation de la propriété Tilly (modifié de Simard et al., 2008).

Elle est constituée en grande partie de roches intrusives felsiques au sein desquels on retrouve des séquences supracrustales déformées et métamorphisées jusqu'au faciès des amphibolites supérieur (Simard et al., 2008). Les roches de la Sous-province de La Grande sont globalement comparables à celles des Sous-provinces de Sachigo-Uchi-Wabigoon dans le nord-ouest de l'Ontario où l'on observe un socle tonalitique ancien et des sillons

volcaniques d'étendue limitée, et sont très différentes de celles de la Sous-province de l'Abitibi (Dion et al., 2003). La Sous-province de La Grande présente une signature aéromagnétique faible. Son orientation régionale est à dominance est-ouest et bifurque vers le nord-est à partir du réservoir Caniapiscau (Simard et al., 2008).

1.1.1 Stratigraphie régionale

Les travaux géologiques dans la Sous-province de La Grande suggèrent une division entre le secteur de la rivière Eastmain et le secteur du lac Sakami où se trouve la propriété Tilly. Il semblerait que ces deux secteurs montrent des évolutions stratigraphiques distinctes et des milieux géotectoniques différents (Dion et al., 2001).

En s'appuyant sur les données géochronologiques U-Pb, Goutier et al. (2001, 2002) proposent pour le secteur du lac Sakami l'évolution stratigraphique suivante :

- La mise en place d'un socle tonalitique ancien composé du Complexe de Langelier daté entre 3360 et 2788 Ma et du Pluton de Poste Le Moine daté à 2881 ± 2 Ma. Les roches volcaniques du Groupe de Guyer se mettent en place vers $2820 \pm 0,8$ Ma durant cet épisode de magmatisme tonalitique;
- L'ouverture d'un rift entraînant la formation de bassins locaux de sédiments matures (arénite quartzitique et conglomérat uranifère de la Formation d'Apple) et la mise en place d'une séquence volcano-sédimentaire plus importante. Cette séquence connue sous le nom du Groupe de Yasinski est datée à $2732 \pm 8/-6$ Ma et se compose de formations de fer, de roches sédimentaires clastiques, de basaltes tholéitiques, de volcanites intermédiaires calco-alcalines et de volcanites felsiques calco-alcalines. La formation d'Ekomiak (wackes, conglomérats et formations de fer) repose en discordance sur le Groupe de Yasinski;
- La mise en place entre 2716 et 2709 Ma d'intrusions dont la composition varie de tonalite à diorite, connues sous le nom d'intrusions de Duncan; on retrouve aussi, associé à cet événement, un cortège d'intrusions ultramafiques (dunite, péridotite et pyroxénite) et une granodiorite à biotite;

- La sédimentation dans un grand bassin sédimentaire de turbidites. Ces roches ont été transformées en paragneiss à biotite par le métamorphisme régional et sont regroupées sous le nom de Groupe de Laguiche. L'âge de ces roches est inférieur à 2648 ± 50 Ma et est supérieur à 2618 Ma. Ces roches appartiennent à la Sous-province d'Opinaca qui à plusieurs endroits est en contact cisaillant avec les roches de la Sous-province de La Grande;
- La mise en place d'intrusions postérieures au Groupe de Laguiche, qui recoupent à la fois la Sous-province de La Grande et la Sous-province d'Opinaca. On y retrouve le Granite du Vieux Comptoir et le Pluton de Bézier daté vers 2618 Ma ainsi qu'une péridotite à pyroxène, un gabbro à pyroxène-hornblende et une hornblendite à biotite;
- La mise en place de plusieurs essaims de dykes de gabbros protérozoïques non déformés et non métamorphisés. Une période de sédimentation a également lieu au Protérozoïque entre 2510 et 2216 ± 4 Ma. Ces sédiments reposent en discordance sur l'Archéen et sont connus sous le nom de Formation de Sakami.

Sur la carte géologique régionale des feuillets 33F et 33G, la propriété Tilly est localisée dans les roches granitiques archéennes de la Sous-province de La Grande (figure 1.2). Selon cette figure, les granitoïdes de la propriété appartiendraient aux Intrusions de Duncan (2716-2709 Ma). Cependant la présente étude (Chapitre 3) et les travaux de Bandyayera et al. (2010) montrent que ces granitoïdes sont plus anciens que ceux des Intrusions de Duncan.

En effet, Bandyayera et al. (2010) ont cartographié récemment le feuillet SNRC 33G16, qui contient la propriété Tilly, à l'échelle 1:50 000. Leurs travaux intègrent la cartographie plus détaillée de la propriété Tilly réalisée dans cette étude (voir plus loin) mais permettent aussi de mieux situer les roches de la propriété dans un contexte régional. Bandyayera et al. (2010) rapportent que la propriété Tilly se situe dans une zone transitionnelle entre le Bienville et le La Grande. Sur la figure 1.3, l'intrusion polyphasée de granitoïde de Tilly (nommé granitoïde de Moly) est bordée au nord par une nouvelle

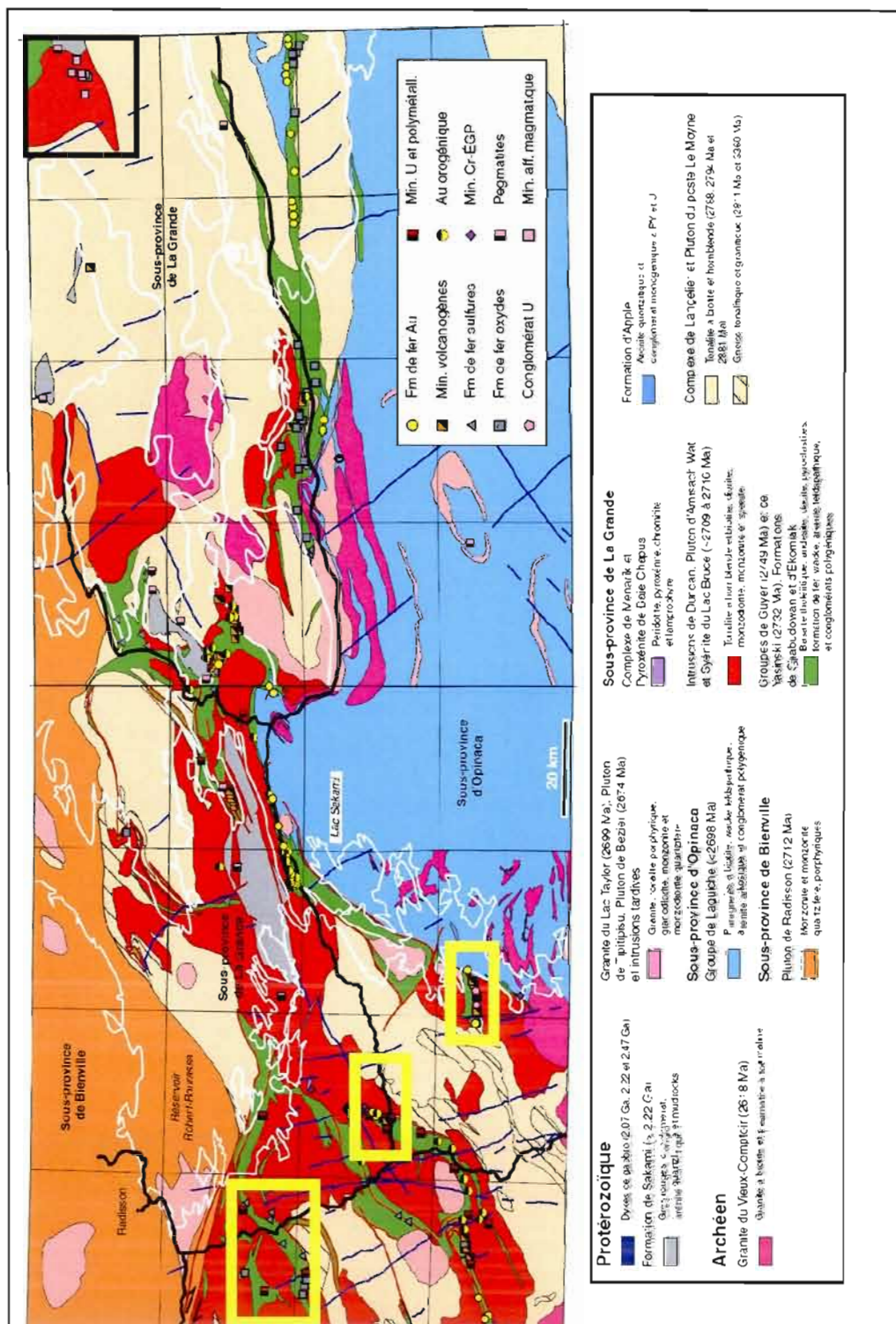


Figure 1.2: Carte géologique des feuillets SNRC 33F et 33G montrant les limites de la figure 1.3 en trait gras noirs (modifié de Dion et al., 2003).

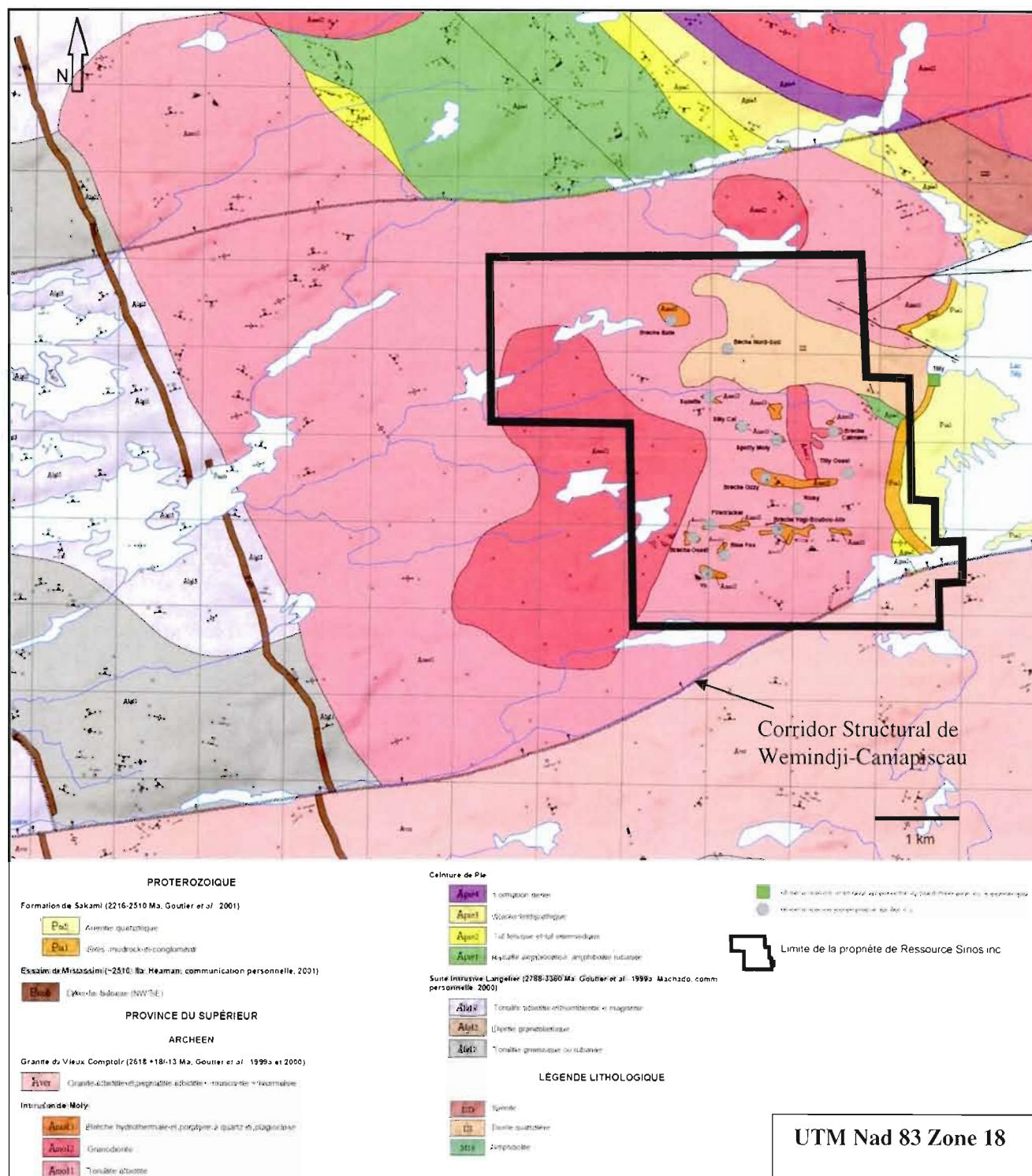


Figure 1.3: Carte géologique du feuillet SNRC 33G16 comprenant la propriété Tilly, d'après Bandyayera et al. (2010).

formation volcano-sédimentaire nommées Formation de Pie. La Formation de Pie se compose de basalte amphibolitisé (amphibolite rubanée), de tuf felsique à intermédiaire, de wacke feldspathique, et de formation de fer. Cette formation est injectée par des intrusions du granitoïde de Tilly (Bandyayera et al., en préparation) ce qui indique que sa mise en place est antérieure. Le contact sud entre le granitoïde de Tilly et le granite du Vieux Comptoir est marqué par une faille régionale.

1.1.2 Géologie structurale

Selon Goutier et al. (2002), « l'agencement structural de la région résulte de la superposition d'épisodes archéens et protérozoïques de déformation. À l'Archéen, les roches ont subi l'effet de déformations ductiles impliquant le socle et la couverture volcano-sédimentaire, tandis qu'au Protérozoïque, on n'observe qu'une déformation cassante ». Ces auteurs notent aussi que « l'ensemble des roches archéennes présente des plis kilométriques droits ou déversés vers le sud, plongeant principalement vers l'est et l'ENE ». Pour conclure, Goutier et al. (2002) reconnaissent deux épisodes majeurs de déformations responsables des structures, impliquant le socle et la couverture volcano-sédimentaire :

- Le premier est responsable de la formation des foliations, des amphibolites rubanées, des zones de cisaillements et des répétitions stratigraphiques. Il est antérieur à la sédimentation du Groupe de Laguiche et donc plus vieux que 2618 Ma.
- Le deuxième est postérieur aux roches du Groupe de Laguiche et est associé aux grands plis E-W et ENE, plongeant généralement vers l'ENE. Cet épisode de déformation affecte à la fois la Sous-province de La Grande et celle d'Opinaca. Il résulte d'une compression N-S à NNO et d'un transport principal du nord vers le sud.

Dans le feuillet SNRC 33G16 on note la présence d'un linéament structural majeur (figure 1.3). Il est connu sur des centaines de kilomètres et porte le nom de « corridor structural de Wemindji-Caniapiscau » (Moorhead et al., 2000). Ce corridor, interprété comme

profond, est activement prospecté pour les diamants (Houle et al., 2003). La discontinuité est visible sur une carte du champ magnétique (Bandyayera et al., 2010).

1.1.2 Métamorphisme régional

Selon Goutier et al. (2001, 2002), le métamorphisme de la région (feuillet SNRC 33G/05, 33G/06, 33G/11, 33G/12, 33G/13) varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. Le métamorphisme de la région est essentiellement archéen et se divise en quatre épisodes distincts :

- Le premier (M1) atteint le faciès supérieur des amphibolites. Il est associé à la phase de déformation du socle. Cet épisode est antérieur à la formation du Groupe de Guyer;
- Le deuxième (M2) est syntectonique et affecte les roches volcaniques et sédimentaires du Groupe de Guyer. Il ne dépasse pas le faciès intermédiaire des amphibolites. Cet épisode serait contemporain de celui qui a affecté les roches du Groupe de Yasinski mais serait plus vieux que les intrusions de Duncan (2716-2709 Ma);
- Le troisième (M3) est syntectonique. Il est associé à la déformation des roches du Groupe de Laguiche et leur transformation en paragneiss;
- Le quatrième correspond à des assemblages minéralogiques de haute température-basse pression. Ce métamorphisme, qualifié de statique, avait déjà été décrit par Gauthier et al. (1997). Il a été daté entre 2605 ± 3 et 2602 ± 3 Ma, et serait attribuable à la mise en place des intrusions tardives comme le Granite du Vieux Comptoir.

De plus, Gauthier et al. (1997) rapporte la présence d'un dôme de granulite au sud-est du feuillet du lac Tilly (figure 1.4). Ce dôme se situe au sud du corridor structural de Wemindji-Caniapiscau.

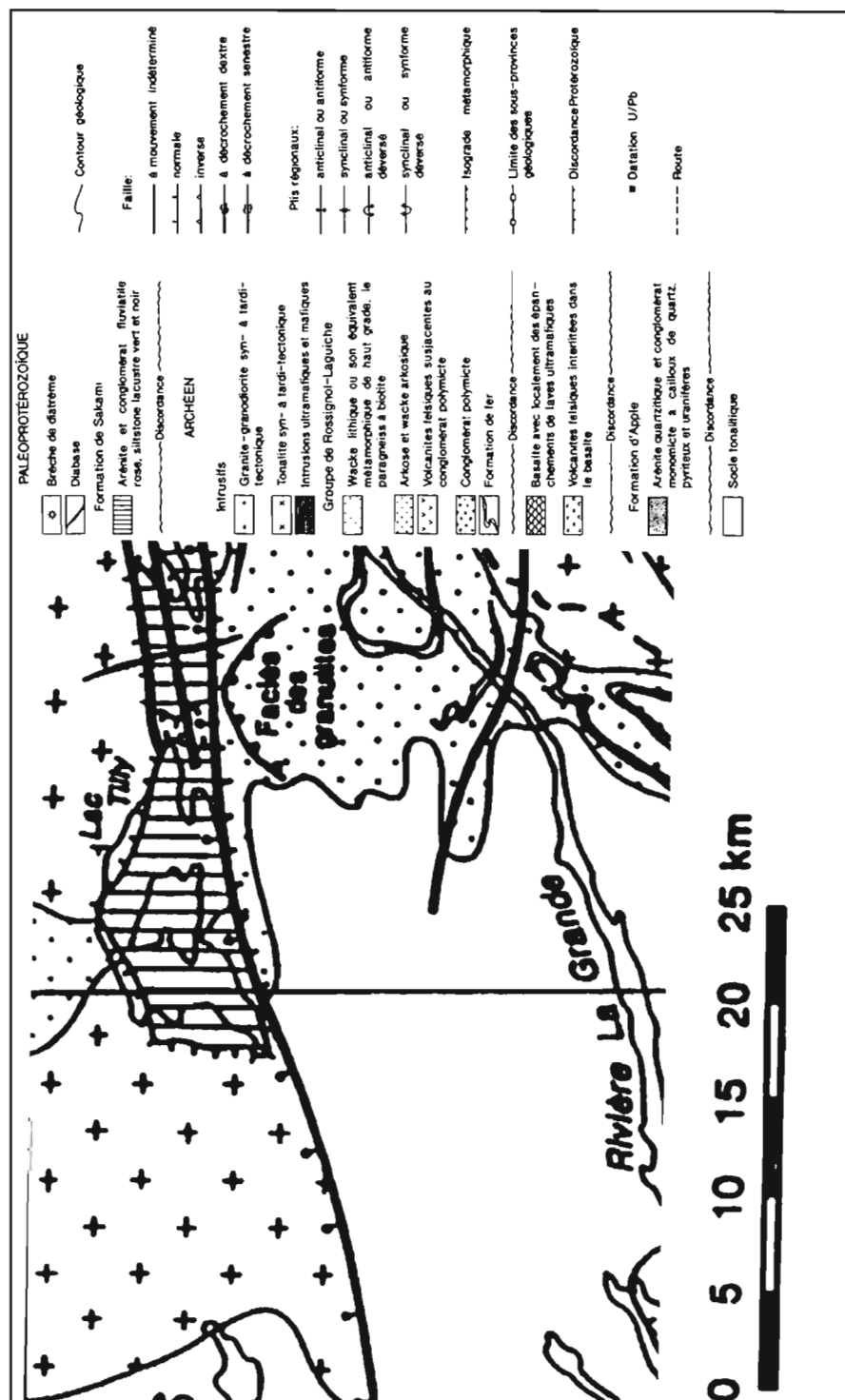


Figure 1.4: Carte géologique montrant la localisation du dôme de granulite (modifié de Gauthier et al., 1997).

1.1.4 Métallogénie régionale

Différents types de gîtes sont répertoriés dans la région de la Baie-James, incluant la Sous-province de La Grande. La première synthèse métallogénique du secteur a été effectuée par Gauthier et al. (1997) et portait sur les feuillets 33F, 33G et 33H. Cette étude documente et classifie les différents types de gîtes métallifères en fonction de leur environnement de formation et de leurs âges. Ainsi Gauthier et al. (1997) distinguent pour l'Archéen :

- Les gîtes magmatiques (chromitites et minéralisations sulfurées de cuivre, de nickel et de platinoïdes; pegmatites molybdénifères, uranifères et à spodumène-béryl);
- Les gîtes hydrothermaux (zones de cisaillements aurifères; formations de fer aurifères; zones de cisaillements et amas de substitution à Zn-Pb-Cu-Ni-As-Au-Ag; filons et stockwerks à cuivre dominant);
- Les gîtes exhalatifs et sédimentaires chimiques (formations de fer; formations de fer à zinc et cuivre; gîtes de cuivre-argent stratiformes dans les wackes, les arkoses et les volcanites felsiques);
- Les gîtes sédimentaires détritiques (conglomérats uranifères pyriteux).

Plusieurs gîtes paléoproterozoïques sont aussi répertoriés :

- Les gîtes filoniens dans le socle archéen (filons et stockwerk à barytine; filons et stockwerks à pitchblende, brannérite, millérite et sélénures);
- Les gîtes stratoïdes et stratiformes dans la couverture paléoproterozoïque (imprégnations d'uranium et de cuivre dans les grés; imprégnations d'uranium et de cuivre dans les siltstones réduits).

Les études de Goutier et al. (2001, 2002) classifient les minéralisations du feuillet 33G en 14 types : (1) les formations de fer au faciès de oxydes de type Algoma; (2) les formations de fer au faciès des sulfures de type Algoma; (3) les minéralisations de Ni-Cu associées au coulées komatiitiques et aux filons couches ultramafiques associés; (4) les minéralisations volcanogènes; (5) les minéralisations de Cu-Ag \pm Au dans des tufs ou des wackes et leurs équivalents métamorphisés; (6) les minéralisations aurifères stratoïdes associées à des formations de fer au faciès des oxydes ou des silicates-oxydes; (7) les minéralisations filoniennes de Cu-Ag \pm Au; (8) les minéralisations aurifères sous forme de veines et de

veinules de quartz-sulfures ou de disséminations de sulfures associées à des zones de déformation; (9) les minéralisations magmatiques de Cr; (10) les minéralisations liées aux migmatites et aux pegmatites du Groupe de Laguiche; (11) les minéralisations porphyriques de Mo-Cu; (12) les minéralisations stratiformes d'uranium liée aux faciès réduits de la Formation de Sakami; (13) les minéralisations filoniennes tardives d'uranium (Protérozoïque); (14) les minéralisations filoniennes polymétalliques tardives (Protérozoïque).

Les minéralisations rencontrées sur l'indice Firecracker de la propriété Tilly sont classifiées dans le type 11 « les minéralisations porphyriques de Mo-Cu ». C'était le seul indice connu du feuillet 33G appartenant à ce type au moment de la rédaction des rapports de Goutier et al. (2001, 2002).

1.2 Géologie de la propriété Tilly

Les travaux réalisés durant cette étude ont permis de cartographier avec plus de précision les roches de la propriété Tilly. En résumé, la géologie de la propriété (figure 1.5) est dominée par le granitoïde de Tilly, dont la composition varie de tonalite à granodiorite. Le granitoïde de Tilly est délimité au nord par une intrusion de diorite à quartz et au sud par le corridor structural de Wemindji-Caniapiscaw. Dans le secteur d'étude, ce corridor structural est interprété comme une faille normale à pendage vers le nord qui délimite un graben (Gauthier, 2000). Plusieurs zones de brèche hydrothermale à ciment de quartz blanc localement minéralisées en Mo-Cu recoupent le granitoïde de Tilly. De nombreux dykes mafiques recoupent le granitoïde de Tilly. Ces dykes ne semblent pas montrer une orientation préférentielle. Des intrusions à texture porphyrique ont été observées en affleurement et en forage. Elles sont situées principalement dans le centre-nord de la propriété, au sein du granitoïde de Tilly. Des roches volcanoclastiques affleurent dans le sud-est de la propriété et les relations de ces roches avec le granitoïde de Tilly ne sont pas connues. À l'est de la propriété, la Formation de Sakami représente une séquence de plate-forme arénitique d'âge paléoprotérozoïque (Goutier et al., 2001). Cette unité repose en discordance sur les roches volcanoclastiques et le granitoïde de Tilly.

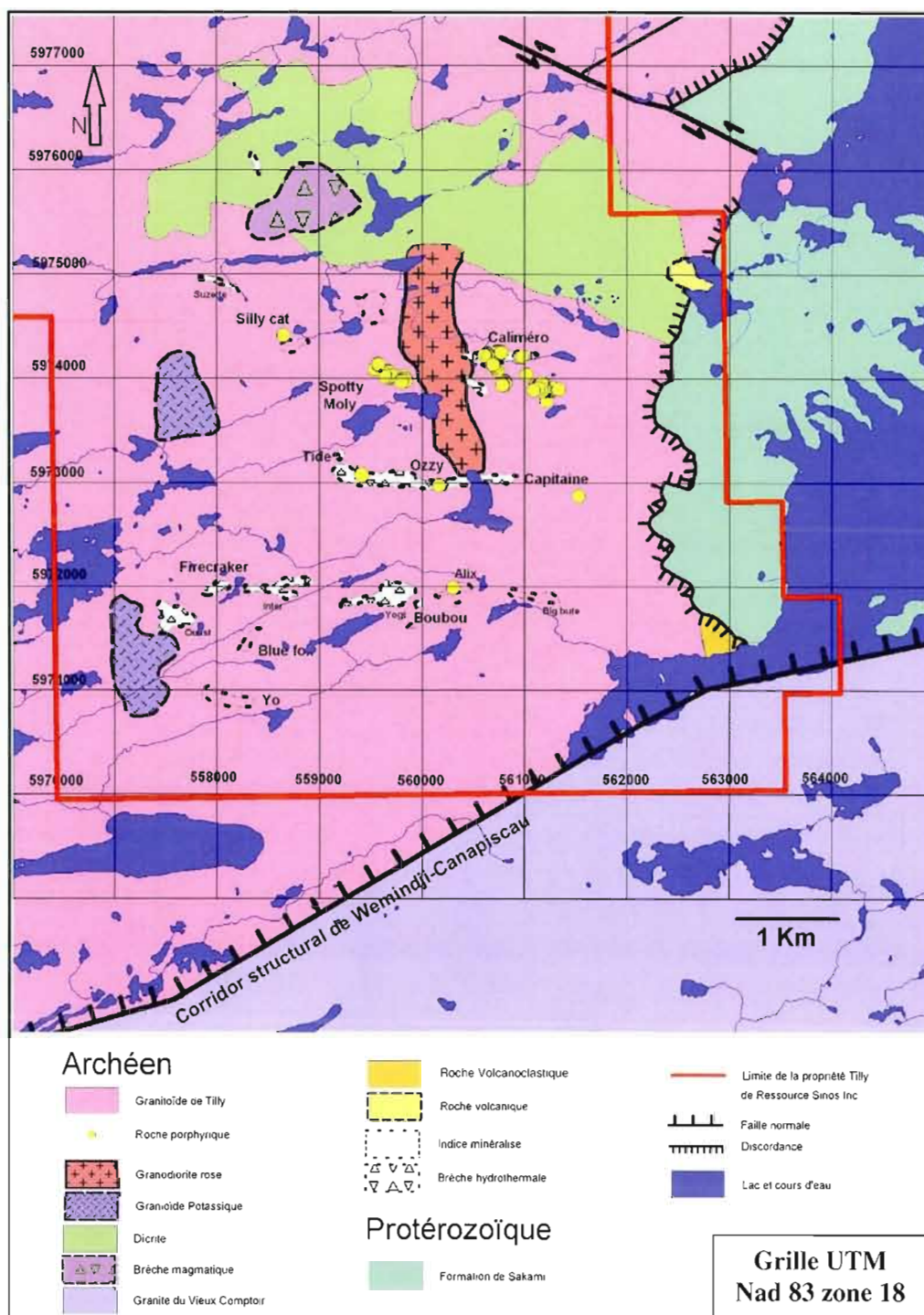


Figure 1.5: Carte géologique de la propriété Tilly basée d'après les données de Ressources Sirios inc, la géophysique (levés magnétiques et spectrométriques réalisés pour Ressources Sirios inc. par Dubois et Cheman (2008)), les travaux de Bandyayera et al. (2010), et la cartographie réalisée dans le cadre de cette étude.

Le texte qui suit décrit ces unités une par une en fonction des observations de terrain et de l'examen pétrographique des roches, en commençant par les phases les plus importantes (sections 1.2.1 à 1.2.5) puis en poursuivant avec les unités mineures (1.2.6 à 1.2.12).

1.2.1 Granitoïde de Tilly

Le granitoïde de Tilly est le faciès le plus représenté sur la propriété. Selon le diagramme de Streckeisen, sa composition varie de tonalite à granodiorite (voir plus loin) avec 30-40% de quartz, 50-60% de feldspath et 10-15% de biotite. Sur le terrain, le granitoïde ne semble pas montrer de variations majeures de composition, même si l'on observe localement des différences de granulométrie et de morphologie des cristaux de quartz. Cependant, les colorations au cobaltinitrite de sodium effectuées sur les échantillons ont montré des variations dans le pourcentage de feldspaths potassiques entre 0 et 20%. Ces différences sont le résultat de plusieurs phases intrusives non distinguables visuellement sur le terrain ainsi que d'une altération potassique d'intensité variable.

Sur le terrain et en forage, on observe des variations de teintes des feldspaths, de blanc à rose (figures 1.6a et 1.6b). L'examen des plaques colorées révèle qu'il n'existe pas de corrélation claire entre la teinte naturelle des feldspaths et leur composition (plagioclase ou feldspath potassique). Les variations de teinte sont majoritairement attribuables à l'hématisation d'intensité variable qui affecte la région.

En lame mince, les plagioclases sont fortement altérés en séricite et la mesure de leur calcicité n'a pas été possible. Les feldspaths potassiques primaires sont rares, ils sont souvent maclés Carlsbad (figure 1.6c) et sont systématiquement altérés en séricite. On note aussi la présence de minéraux d'altération comme le microcline, la biotite et la séricite. Ces minéraux seront décrits au chapitre 4.

Le faciès métamorphique ne dépasse pas le niveau des schistes verts puisque le quartz est parfois granoblastique, la chlorite est présente, la biotite est stable, et il n'y a pas d'amphibole métamorphique. Dans certaines lames on observe une chloritisation de la biotite.

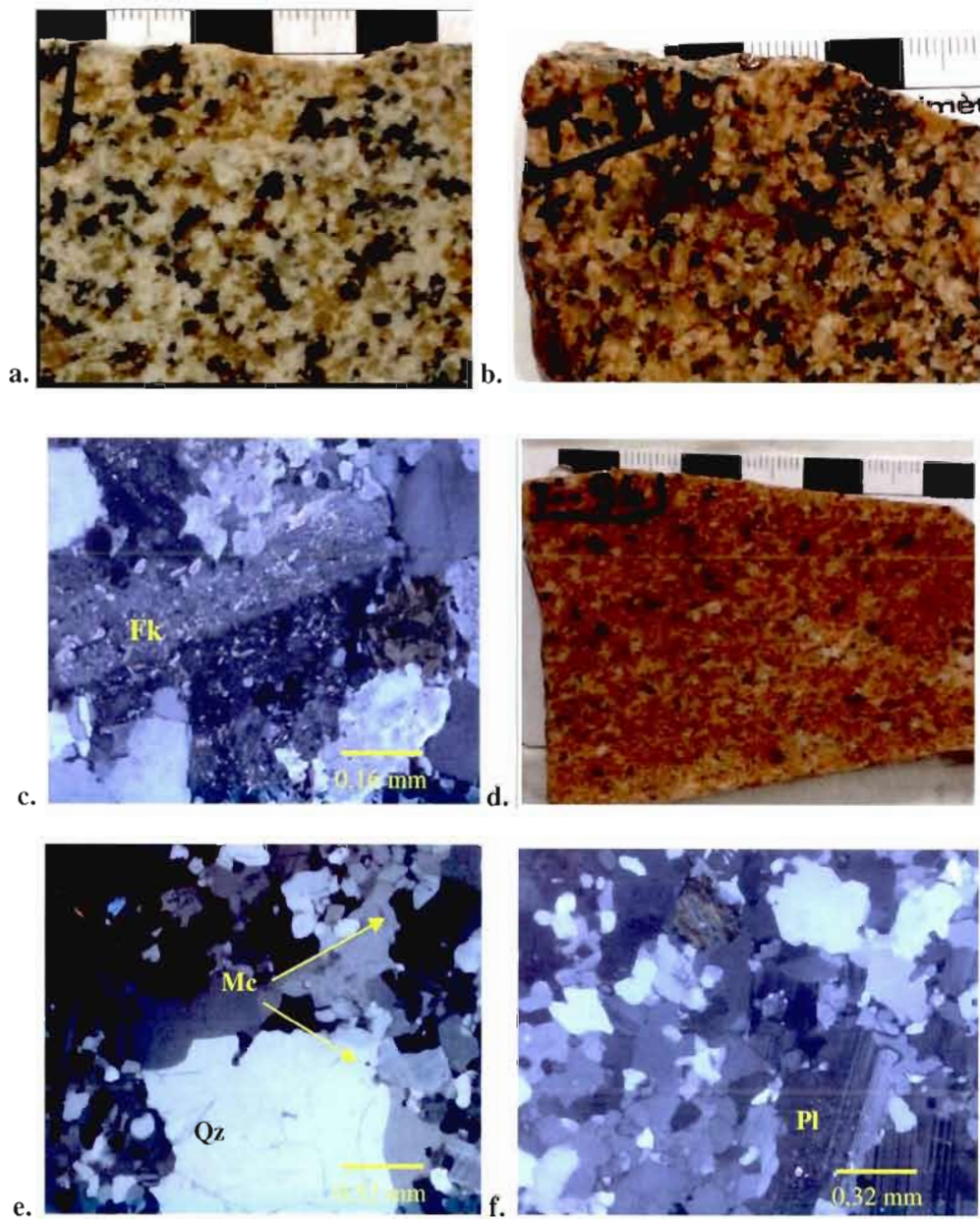


Figure 1.6: **a.** Teinte blanche du granitoïde de Tilly en surface sciée humide. **b.** Teinte rosée du granitoïde de Tilly en surface sciée humide. **c.** Vue en lumière transmise nicols croisés d'un feldspath potassique maclé Carlsbad séricitisé. **d.** Surface sciée humide du faciès de granitoïde potassique. **e.** Vue en lumière transmise nicols croisés du faciès de granitoïde potassique montrant sa nature inéqui-granulaire ainsi que des microclines primaires. **f.** Vue en lumière transmise nicols croisés du faciès de granitoïde potassique montrant des plagioclases frais.

Le granitoïde de Tilly est l'encaissant des minéralisations. Il est recoupé par un réseau de veines/veinules de quartz plus ou moins dense et plus ou moins minéralisé, ainsi que par des brèches hydrothermales. La genèse du granitoïde de Tilly est donc antérieure à la minéralisation.

1.2.2 Granitoïdes potassiques

Deux intrusions granitiques présentant un fort pourcentage de feldspaths potassiques primaires et une texture différente du granitoïde de Tilly ont été distinguées (figures 1.5, 1.6d). Ces intrusions présentent de fortes similitudes entre elles et ont été regroupées sous le terme de « granitoïde potassique ». Leur délimitation a été possible grâce à la disponibilité d'un levé spectrométrique du potassium sur lequel elles apparaissent nettement (figure 1.7).

Sur le diagramme de Streckeisen, la composition de ces roches varie de granite à granodiorite (voir plus loin).

En lame mince, ces intrusions se distinguent par leur texture inéquigranulaire et leur composition (figure 1.6e). Elles sont composées de 15-20% de microclines primaires, de 30-40% de plagioclases peu à non altérés (figure 1.6f), d'une faible quantité de biotite (5%) et de quelques feldspaths potassiques primaires maclés Carlsbad. Le quartz se présente en fines plages (30-40%) et en phénocristaux (5-10%). Ces intrusions n'encaissent aucune minéralisation. Ces roches ne sont pas altérées et ne sont recoupées par aucune veine de quartz. Elles semblent donc tardives par rapport aux minéralisations hydrothermales.

1.2.3 Granodiorite rose

La granodiorite rose a été distinguée à l'aide des observations de terrain et de la spectrométrie gamma (figure 1.7). Elle se différencie du granitoïde de Tilly par sa couleur rose, sa plus faible teneur en quartz et la présence d'amphiboles et de clastes mafiques (figure 1.8a). Sur les plaques colorées, on n'observe pas de corrélation entre la teinte rose des

feldspaths et leur composition (figures 1.8b et 1.8c). Cette teinte est attribuable à l'hématisation de ce faciès. La granodiorite rose est composée d'environ 35-50% de plagioclase, de 20-30% de hornblende, de 15 à 20% de quartz et de 15-20% de microcline primaire (figure 1.8d).

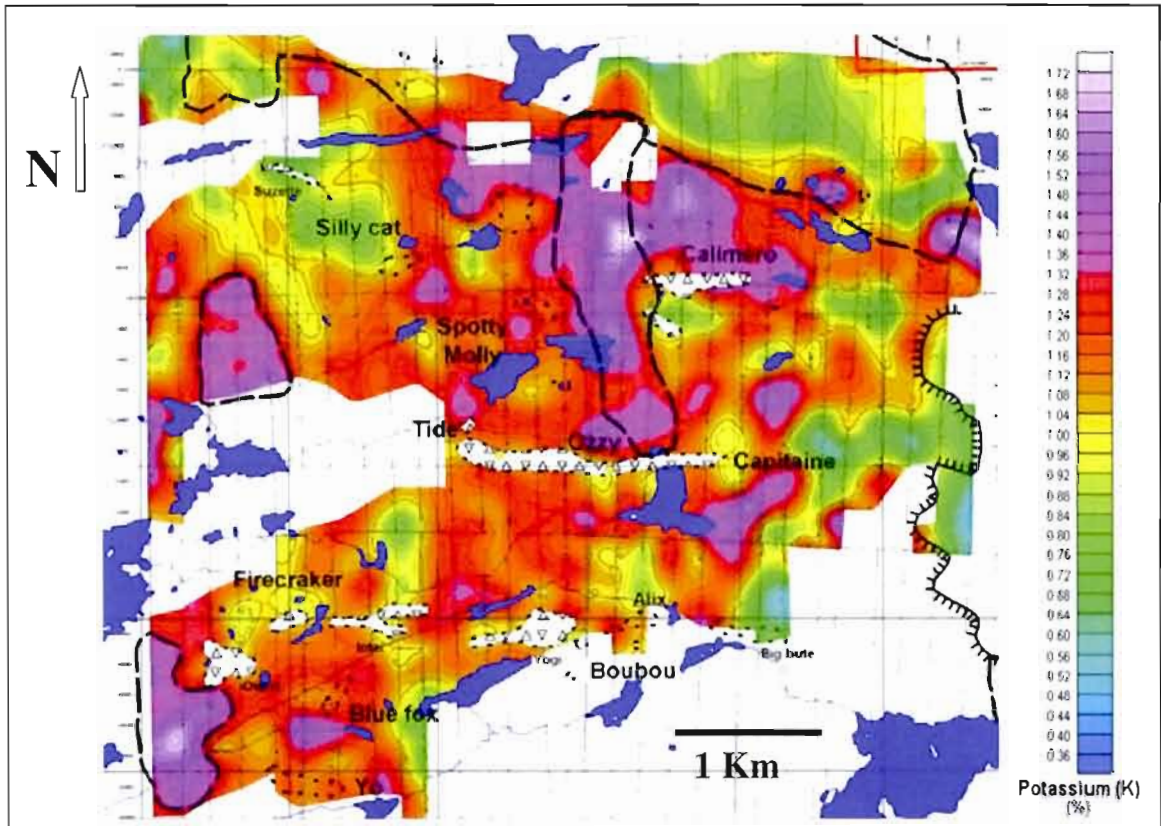


Figure 1.7: Contours géologiques superposés à la carte spectrométrique du potassium (modifié de Dubois et Cheman, 2008). Sur cette figure, les hauts de potassium s'expliquent à la fois par des différences géochimiques primaires (présences d'intrusions potassiques et de la granodiorite rose) et par l'altération variable des granitoïdes.

La granodiorite rose se superpose à une anomalie positive en potassium sur le levé radiométrique (figure 1.7), mais aucune évidence d'altération liée au système porphyrique n'est observée. Cette anomalie de potassium s'explique plutôt par la minéralogie primaire de ce faciès.

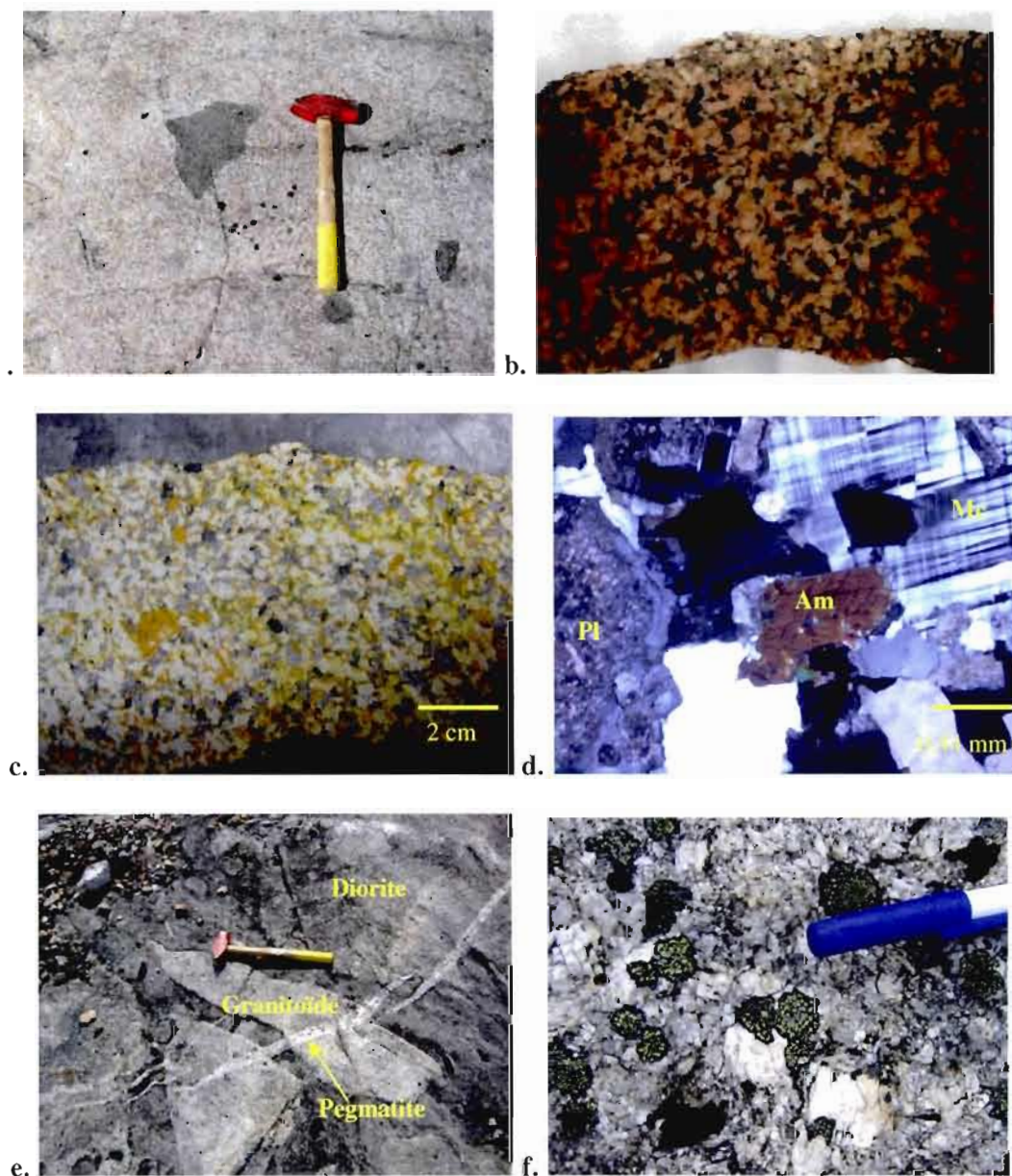


Figure 1.8: a. Claste d'amphibolite dans la granodiorite rose. b. Aspect typique de la granodiorite rose en surface sciée humide. c. Échantillon de la photo précédente coloré au cobaltinitrite de sodium (le feldspath potassique colore en jaune orangé, le quartz est gris et le plagioclase blanc). d. Vue en lumière transmise nicols croisés du faciès de granodiorite rose. e. Zone de brèche magmatique à matrice de diorite à quartz et fragments de granitoïde recoupée par un dyke de pegmatite. f. Agrandissement de la photo précédente montrant la texture pegmatitique du dyke.

Les contacts lithologiques avec le granitoïde de Tilly sont marqués par des zones à forte densité de dykes mafiques ainsi que des brèches magmatiques (figures 1.8e et 1.8f). Ces zones sont recoupées par des dykes de pegmatite rose dont l'épaisseur varie de 10 à 30 cm. Cependant, il n'y a pas de relation de recoupement entre la granodiorite rose et les dykes mafiques, ni entre la granodiorite rose et les dykes de pegmatites. Cette observation suggère que ces deux faciès de dykes pourraient être associés à cette intrusion.

En lame mince, la granodiorite rose est une roche équi-granulaire qui présente une texture primaire bien préservée. Les amphiboles sont primaires et ne sont pas en relation avec le métamorphisme. On note quelques quartz granoblastiques ainsi qu'une séricitisation des feldspaths attribuable au métamorphisme.

Cette intrusion est entièrement stérile. Elle n'est recoupée par aucune veine/veinule de quartz sur l'ensemble de son étendue. Elle est donc post-hydrothermalisme et post-minéralisation.

1.2.4 Roches porphyriques

Des roches porphyriques à quartz et feldspath (QFP, ou *Quartz Felspar Porphyry*) ont été observées en affleurement et en forage. Ces roches sont principalement situées dans le centre nord de la propriété et aucune n'a été observée dans la partie sud ouest (figure 1.5). Malgré les différences de granulométrie attribuables au fait que les bordures de contact sont généralement plus aplitiques et le centre des intrusions/dykes plus grenu, deux faciès de roches porphyriques ont été distingués.

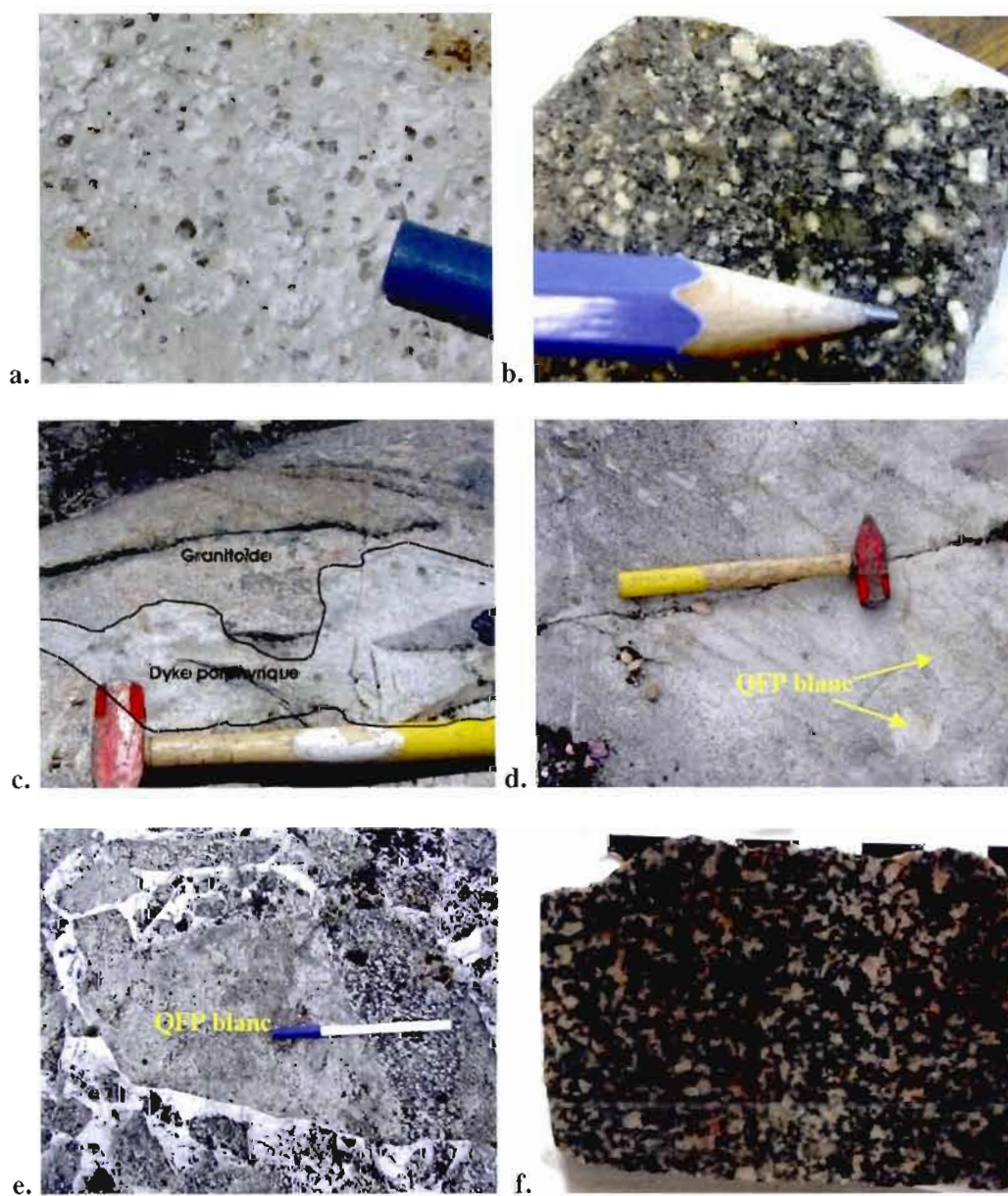


Figure 1.9: a. Photographie du porphyre de type QFP blanc en surface altérée. b. Photographie du porphyre de type QFP gris en surface sciée humide. c. Dyke de porphyre de type QFP blanc recoupant le granitoïde, indice Spotty-Moly. d. Brèche magmatique à enclave de QFP et matrice de granitoïde, secteur Caliméro. e. Brèche hydrothermale Ozzy montrant un claste anguleux de QFP blanc. f. Aspect typique de la diorite à quartz en surface sciée humide.

1.2.4.1 QFP blanc

Le QFP blanc est composé de 15-20% de phénocristaux de quartz idiomorphes de 2-3 mm et de 5-15% de phénocristaux de feldspath sub-idiomorphes, souvent potassiques, dans une matrice quartzo-feldspathique blanchâtre très fine et pauvre en biotite (figure 1.9a). Les phénocristaux de feldspath ne se remarquent pas toujours facilement en surface altérée. Ce faciès contient souvent des traces de pyrite, chalcopyrite et de molybdénite finement disséminées, parfois associées à de fines veinules de quartz. La plus grande concentration de QFP blanc se situe au niveau de l'indice Spotty-Moly (figure 1.5). Dans ce secteur, le QFP blanc recoupe clairement le granitoïde de Tilly sous forme de dykes (figure 1.9c) ou constitue aussi parfois la matrice de brèches intrusives à fragments de granitoïde de Tilly.

Au sud-est de l'indice Calimero (figure 1.5), le QFP blanc se trouve à la fois sous forme de dykes et sous forme d'enclaves dans le granitoïde de Tilly (figure 1.9d). Ce recoupement mutuel suggère que les intrusions de QFP blanc et de granitoïde de Tilly sont co-magmatiques.

Quelques fragments anguleux de QFP blanc ont été observés au sein de la brèche hydrothermale Ozzy (figure 1.9e). Cela indique que le QFP blanc était déjà refroidi durant la bréchification et donc qu'il existe une phase hydrothermale postérieure à la mise en place de ce faciès.

1.2.4.2 QFP gris

Le QFP gris est composé de 20-30% de phénocristaux de feldspath sub-idiomorphes de 3-5 mm et de 5-10% de phénocristaux de quartz sub-idiomorphes de 2-4 mm, dans une matrice aphanitique gris foncé riche en biotite (figure 1.9b). Ce faciès contient localement des traces de pyrite et de pyrrhotite.

Le QFP gris a été observé uniquement sous formes de dykes et de corps intrusifs irréguliers recoupant le granitoïde de Tilly. Aucune relation de recoupement avec le QFP blanc n'a été observée.

1.2.5 Diorite à quartz

La diorite à quartz s'observe au nord de la propriété et correspond au domaine magnétique le plus intense (Dubois et Cheman, 2008). Ce faciès se distingue aussi très bien au niveau de la géochimie avec des valeurs en silice plus faibles et en magnésium plus fortes (Chapitre 2). Ces différences reflètent une minéralogie distincte du granitoïde de Tilly, puisque la diorite à quartz est composée d'environ 55-60% de plagioclase, 30% de minéraux ferromagnésiens dominés par l'amphibole, et 15% de quartz (figures 1.9f, 1.10).

En lame mince, la mesure de la calcicité des plagioclases n'a pu être mesurée et il n'est donc pas possible de déterminer s'il s'agit d'une diorite à quartz ou d'un gabbro à quartz. Le quartz est intergranulaire indiquant qu'il a cristallisé en dernier. Ce faciès est stérile et ne semble pas relié au système minéralisé.

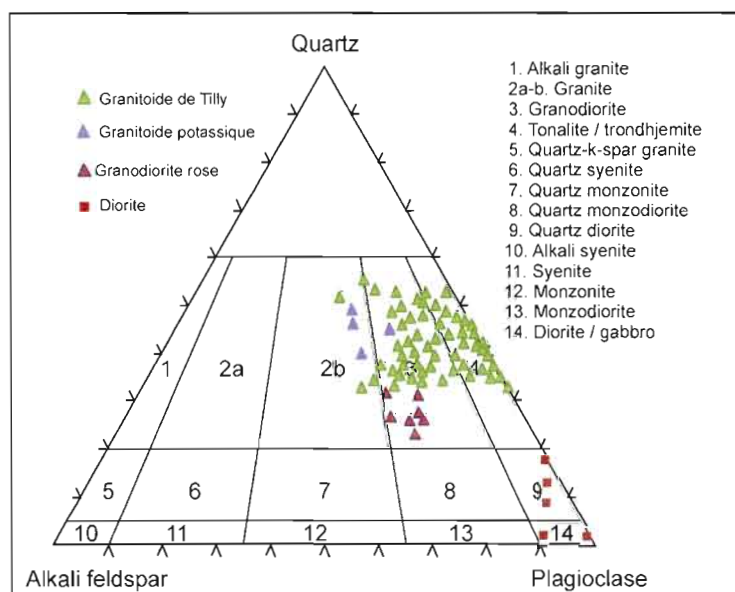


Figure 1.10: Diagramme de Streckeisen (1974) des roches intrusives de la propriété Tilly. Le pourcentage des minéraux a été estimé visuellement à partir des plaques colorées.

1.2.6 Dykes mafiques à intermédiaires

On distingue deux familles de dykes mafiques à intermédiaires qui recoupent notamment le granitoïde de Tilly. La première famille, dite de type 1, possède une granulométrie très fine et l'estimation visuelle des minéraux est difficile. Ces dykes sont riches en phyllosilicates, notamment la chlorite (>50% dans certains cas), et contiennent fréquemment une schistosité. L'épaisseur de ces dykes est généralement de 0,1 à 2 m et ils sont présents sur l'ensemble de la propriété. Ils ont été recoupés de nombreuses fois en forage (trous 2 à 9 de la campagne 2008 de Ressources Sirios inc.). La mesure systématique de l'azimut et du pendage de ces dykes, à l'échelle de la propriété, n'a pas révélée d'orientation préférentielle. Leur mise en place est postérieure à la minéralisation (figure 1.11a). Ces dykes diluent la minéralisation; lors de la campagne 2008 ils totalisaient environ 40 m sur 1087 m de forage (trou 1 exclu) soit 3,6% en moyenne des roches recoupées, le maximum étant pour le trou 6 où la densité de ces dykes atteint 10%.

La deuxième famille, dite de type 2, possède une granulométrie plus grossière (figure 1.11b). Sa composition et sa texture sont similaires à l'unité de diorite à quartz. Ces dykes ont généralement une épaisseur entre 0,5 et 5 m et peuvent atteindre 25 m au maximum. Ils sont présents essentiellement dans les parties nord et centre-nord de la propriété où ils recoupent le granitoïde de Tilly. Les zones de contact entre la granodiorite rose et le granitoïde de Tilly présentent une densité importante de ces dykes.

1.2.7 Roches volcanoclastiques (Formation de Pie)

Des roches volcanoclastiques litées affleurent dans la partie sud-est de la propriété Tilly, près du lac du même nom, et sont assignées à la Formation de Pie, unité Apie2 (« Tuf felsique et tuf intermédiaire ») par Bandyayera et al. (2010). Ces roches n'ont pas été étudiées en détail dans le cadre de ce projet, mais ont simplement fait l'objet d'une reconnaissance rapide. Notamment, une zone de six par trois mètres a été décapée près du lac Tilly.

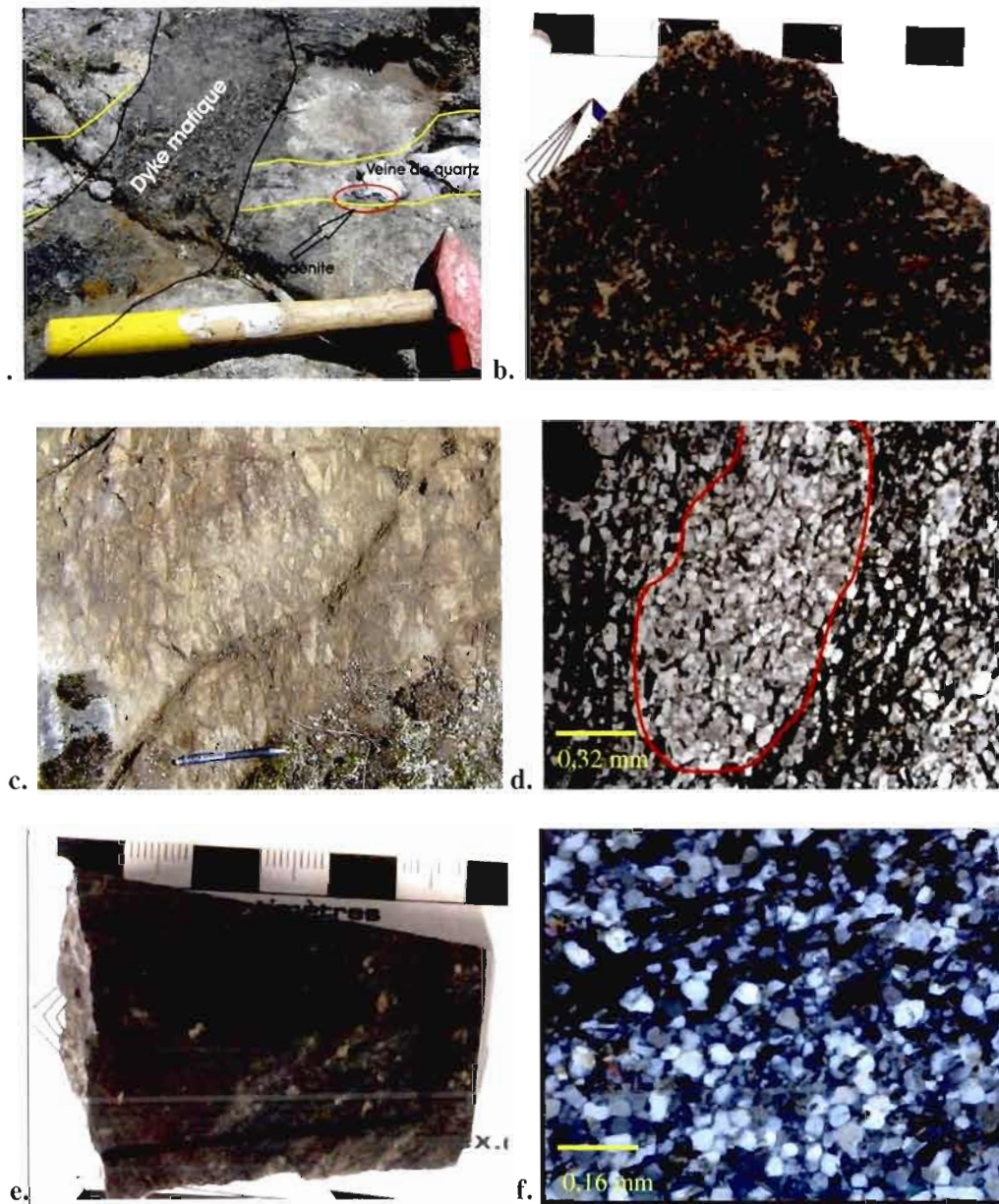


Figure 1.11: **a.** Dyke mafique à intermédiaire de type 1, riche en chlorite recoupant une veine de quartz-molybdénite, indice Firecracker. **b.** Aspect typique des dykes mafiques à intermédiaires de type 2 en surface sciée humide. **c.** Affleurement de roches volcanoclastiques montrant l'étirement des clastes et une variation de granulométrie. **d.** Vue en lumière transmise nicols croisés illustrant la différence de composition entre clastes et matrice du faciès de roches volcanoclastiques. **e.** Surface sciée humide de l'unité de roches volcaniques intermédiaires. **f.** Vue en lumière transmise nicols croisés de l'unité de roches volcaniques intermédiaires.

Sur cet affleurement, les roches volcanoclastiques sont composées de fragments faisant jusqu'à 55 cm de long, d'apparence felsique, dans une matrice d'apparence plus mafique (figure 1.11c). La composition géochimique de la roche totale est andésitique (Chapitre 2 ; Annexe 1, échantillon Ti-59). Le litage, repris par la schistosité, s'observe grâce à des variations granulométriques, de tuf grossier à tuf à blocs. La schistosité est orientée environ $035^{\circ}/70^{\circ}$ et les fragments sont étirés avec un rapport longueur/largeur moyen de 6:1 sur la surface horizontale. La direction de la schistosité est approximativement parallèle à celle du corridor structural de Wemindji-Caniapiscou, située à moins d'un kilomètre.

1.2.8 Brèche magmatique

Dans la partie nord-ouest de la figure 1.5, une unité de granitoïde de composition comparable au granitoïde de Tilly contient un pourcentage notable d'enclaves mafiques. Si l'on se base sur l'estimation visuelle des minéraux, ces enclaves ont une composition comparable à l'unité de diorite à quartz. La forme des enclaves est majoritairement ronde et leur proportion varie de 5 à 20% (figure 1.12a). Cependant, on observe certaines zones où les enclaves sont anguleuses (figure 1.12b) et leur proportion varie de 50 à 70%.

L'une des interprétations possibles serait que cette unité de brèche magmatique, et par extension au moins une partie du granitoïde de Tilly, soit postérieure à l'unité de diorite à quartz. La zone où les enclaves sont plus anguleuses et plus nombreuses pourrait alors représenter la zone de fracturation de la diorite à quartz sous l'effet de l'intrusion de granitoïde.

1.2.9 Pegmatites

Plusieurs essaims de pegmatites ont été observés sur la propriété. Les pegmatites se présentent sous la forme de petits dykes de 10 à 30 cm d'épaisseur, orientés dans toutes les directions. Les pegmatites ont une composition riche en feldspath. Les résultats des analyses

géochimiques (Annexe 1, échantillons Ti-66 et Ti-99B) montrent que ces pegmatites sont plus riches en potassium que le granitoïde de Tilly (3,2 à 4,4% K_2O pour les pegmatites contre une moyenne de 2,4% pour le granitoïde). Une forte densité de ces dykes pourrait donc influencer le levé spectrométrique du potassium (figure 1.7). Ces dykes sont clairement postérieurs au système minéralisé car ils recoupent les dykes mafiques à intermédiaires qui eux-mêmes recoupent la minéralisation.

1.2.10 Pyroxénites

Quelques rares dykes de pyroxénite ont été observés sur la propriété. Ces dykes sont situés au sein de l'unité de diorite à quartz. Leur épaisseur peut localement atteindre plusieurs mètres. Ces dykes sont presque entièrement composés de clinopyroxènes et présentent des textures de cumulats (figure 1.12c).

1.2.11 Formation de Sakami

La Formation de Sakami est une séquence de plateforme arénitique d'âge Paléoproterozoïque (Gauthier, 2000; Goutier et al., 2001, 2002). Cette unité est présente au sud-est de la propriété où l'orientation des lits est environ N-S avec un pendage de 25° à 30° vers l'est. On observe des variations granulométriques entre les lits; on passe ainsi de conglomérats grossiers à des grès arkosiques fins (figure 1.12d). Les granoclassements observés indiquent une polarité normale vers l'est.

Les études régionales indiquent qu'à la Baie-James, ces roches sédimentaires protérozoïques ne sont préservées que le long d'un chapelet de bassins de transtension bordés au sud-est par un réseau de failles ENE-WSW. Ces bassins se trouvent généralement dans des demi-grabens (Gauthier, 2000). Dans le secteur de Tilly, la limite du demi-graben est représentée par le corridor de Wemindji-Caniapiscau qui est interprété comme une faille normale à pendage vers le nord. Bien que localement la Formation de Sakami soit à pendage vers l'est, elle est régionalement à pendage vers le sud (Gauthier, comm. pers., 2009). La

stratification de la Formation de Sakami traduit donc un basculement depuis son dépôt et il est probable que le système plutonique de Tilly ait subi le même basculement.

La Formation de Sakami est riche en potassium et localement en uranium (figure 1.13). Sur le terrain d'étude, la Formation de Sakami repose en discordance sur le granitoïde de Tilly. Cette discordance a été prospectée au cours des années 1970 pour les gisements d'uranium (Desbiens, 1998).



Figure 1.12: **a.** Enclaves mafiques arrondies dans une unité de granitoïde de Tilly. **b.** Zones d'enclaves mafiques anguleuses dans une unité de granitoïde de Tilly. **c.** Aspect typique des dykes de pyroxénite. **d.** Formation de Sakami montrant des variations de granulométrie de conglomérat grossier à grés arkosique fin.

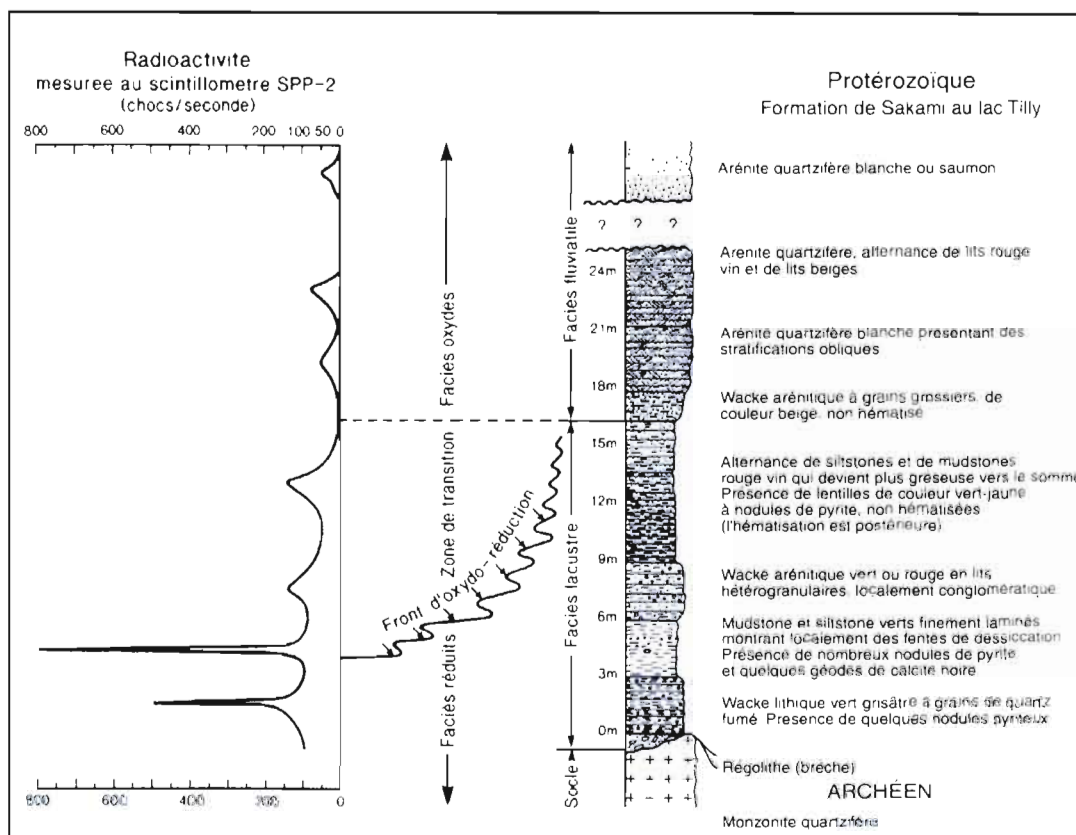


Figure 1.13: Log stratigraphique de la Formation de Sakami au lac Tilly montrant la radioactivité totale en chocs par seconde (tiré de Payette et Larose, 1977).

1.3 Cartes régionales et locales des linéaments

1.3.1 Carte régionale

Une carte régionale des linéaments a été produite en collaboration avec Viorel Horoi, chercheur à l'UQAM, afin de permettre: (1) d'étudier les linéaments au voisinage de la propriété Tilly; (2) d'établir s'il existe une structure régionale dominante.

Cette carte, approximativement centrée sur la propriété, couvre les feuillets SNRC 33G16, 33H13, 33I04 et 33J01. Les linéaments magnétiques ont été interprétés à partir de la carte du magnétisme résiduel (figure 1.14) et de la dérivée première du champ magnétique (figure 1.15). Les linéaments topographiques ont été interprétés à partir des données numériques d'élévation du Canada (DNEC) (figure 1.16). Toutes ces données ont été récupérées à partir du site internet GéoGratis.

Sur la carte du magnétisme résiduel (figure 1.14) on remarque que la propriété, délimitée en traits rouges, se situe au niveau d'un bas magnétique et que le champ magnétique y est relativement homogène. Ce bas magnétique correspond approximativement aux limites du granitoïde de Tilly (ou « Intrusion de Moly ») sur la carte géologique de Bandyayera et al. (2010). Les hauts magnétiques de cette figure correspondent pour la plupart aux ceintures de roches vertes, aux dykes protérozoïques et aux formations de fer.

Sur la carte de la dérivée première du champ magnétique, la propriété se situe dans une zone de valeurs basses à moyennes (figure 1.15). L'unité de diorite à quartz est illustrée sur cette figure. Les hautes valeurs correspondent ici aussi aux ceintures de roches vertes, aux dykes protérozoïques et aux formations de fer.

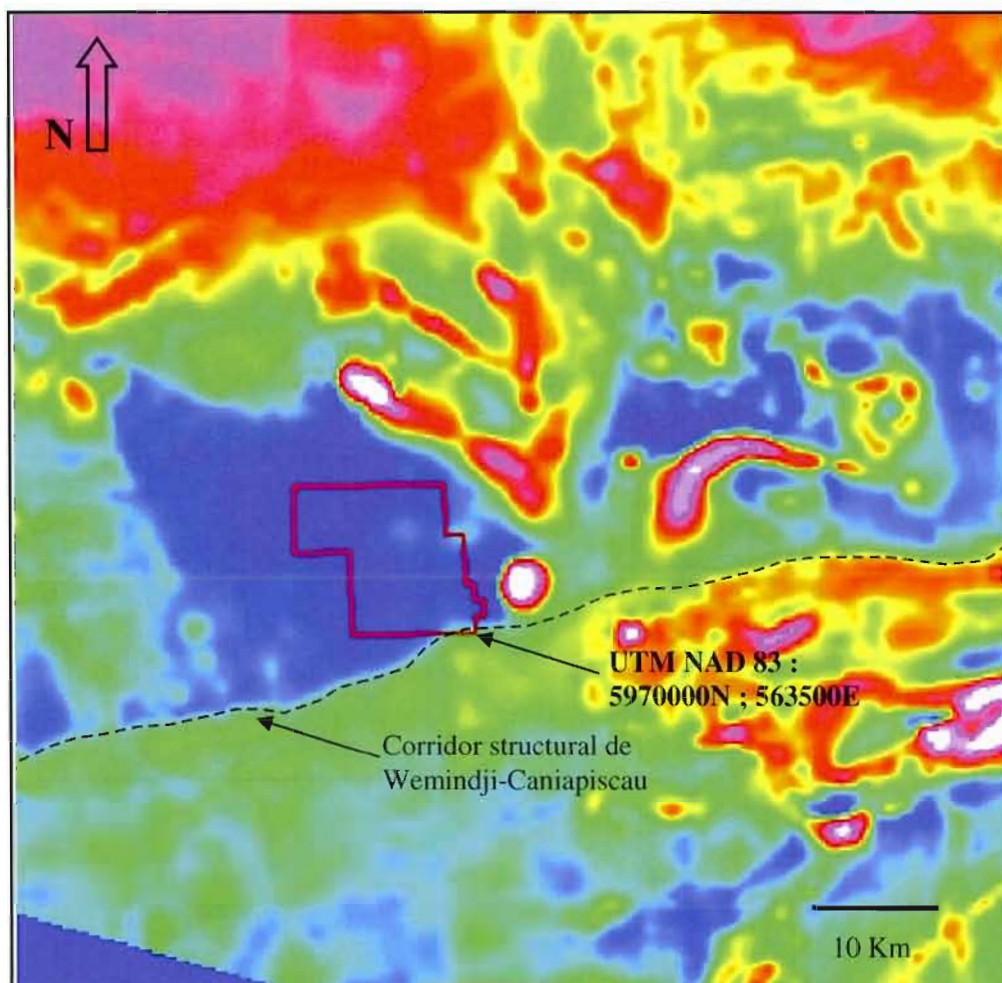


Figure 1.14 : Carte régionale du magnétisme résiduel montrant la localisation de la propriété Tilly en trait rouge. Les couleurs chaudes représentent les hautes valeurs et les couleurs froides les basses.

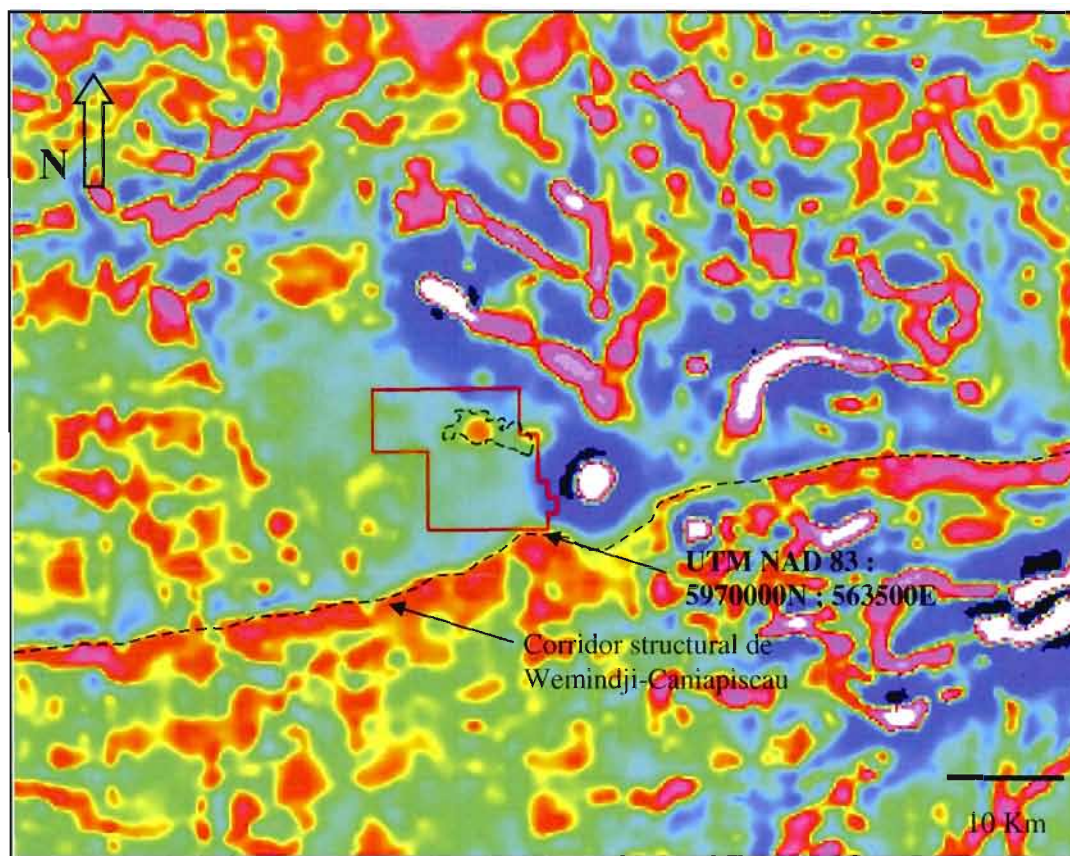


Figure 1.15: Carte de la dérivée première du champ magnétique montrant les limites de la propriété Tilly en rouge et le contour de l'unité de diorite en pointillés noirs. Les couleurs chaudes représentent les hautes valeurs et les couleurs froides les basses.

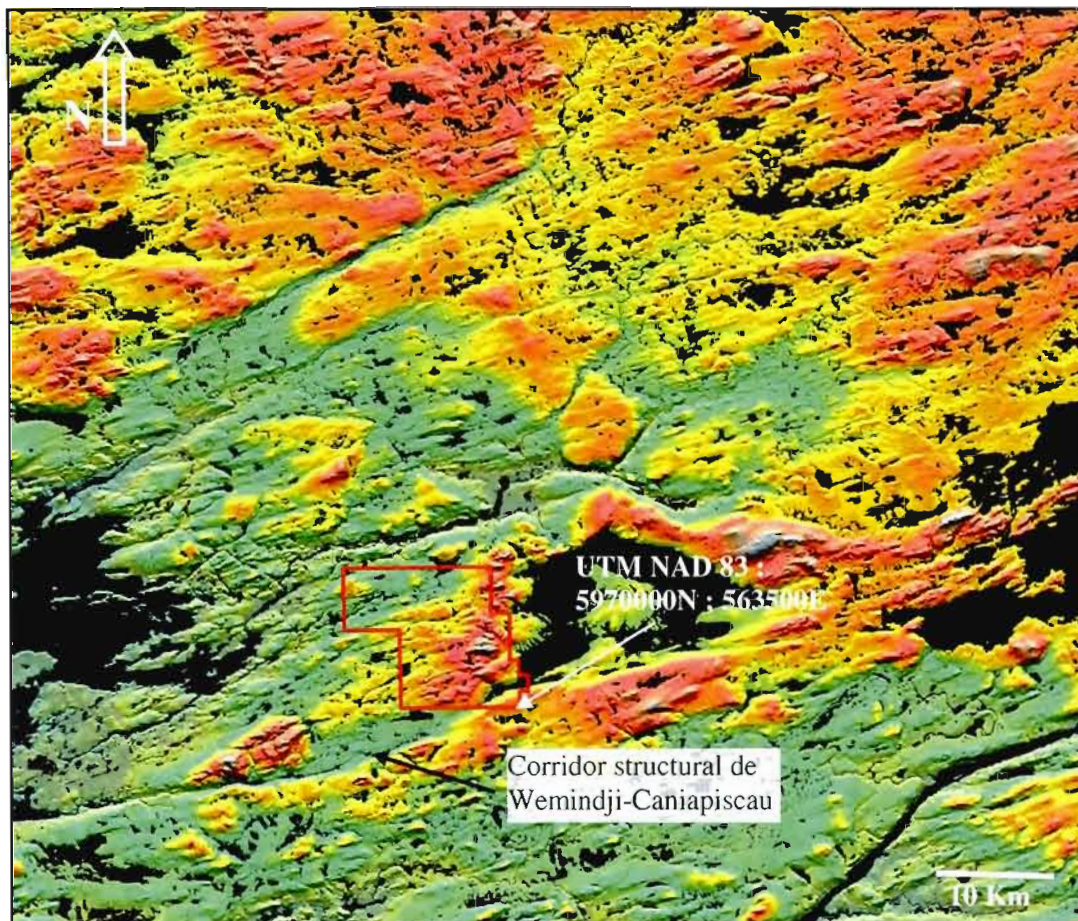


Figure 1.16: Carte d'élévation montrant la localisation de la propriété Tilly. Les couleurs chaudes représentent les hautes valeurs et les couleurs froides les basses.

Sur la carte d'élévation (figure 1.16) on remarque que la propriété se situe sur un haut topographique bordé au nord et au sud par deux linéaments majeurs, dont le corridor structural de Wemindji-Caniapiscou. Ce corridor et plusieurs linéaments parallèles (environ N70) sont visibles également sur les cartes du champ magnétique et de la dérivée première.

Cette famille N70 de linéaments apparaît évidemment sur la carte interprétative (figure 1.17), mais on note aussi une famille NNW-SSE. Cette carte a permis d'élaborer une rosace de l'azimut des linéaments basée sur leur abondance et leur longueur. Sur cette rosace, on observe deux orientations préférentielles soit N70 et N150 (figure 1.18).

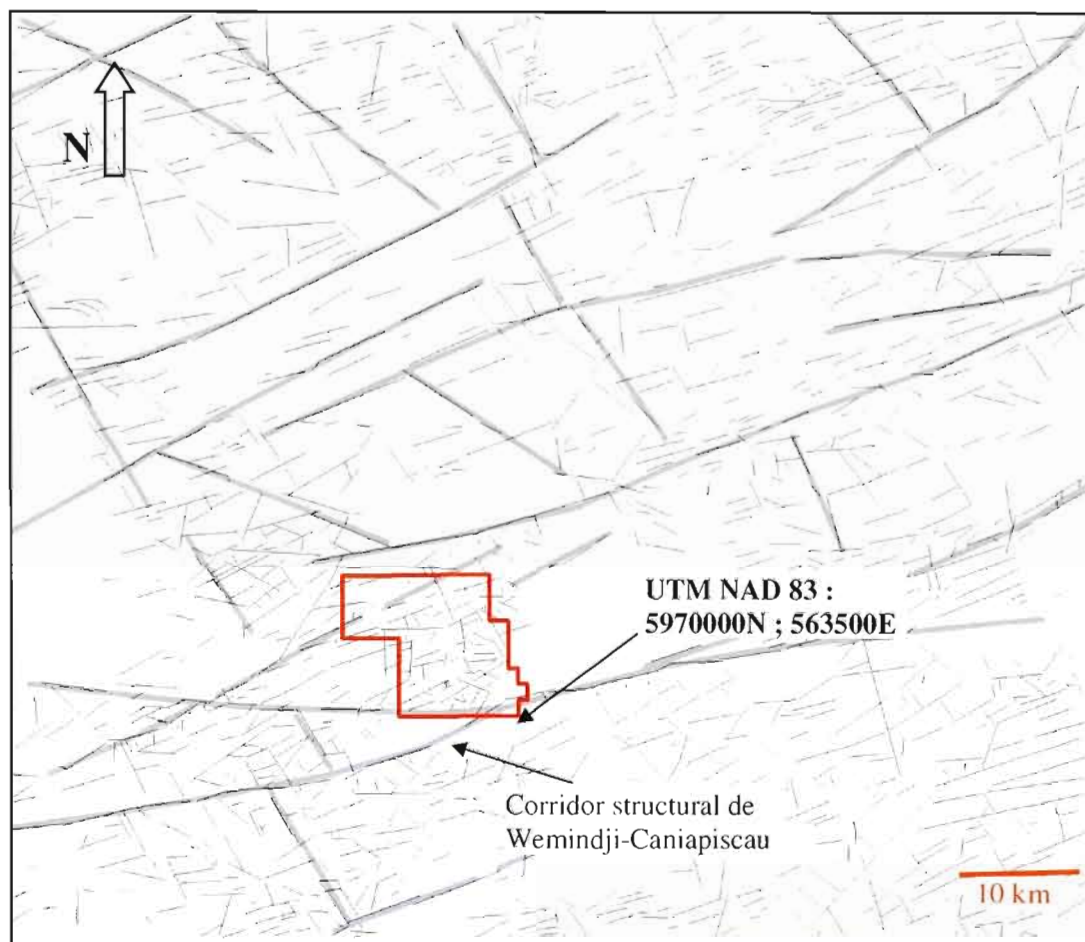


Figure 1.17: Carte interprétative des linéaments montrant la localisation de la propriété Tilly. Les linéaments majeurs sont en traits gris épais et les linéaments secondaires en traits noirs fins.

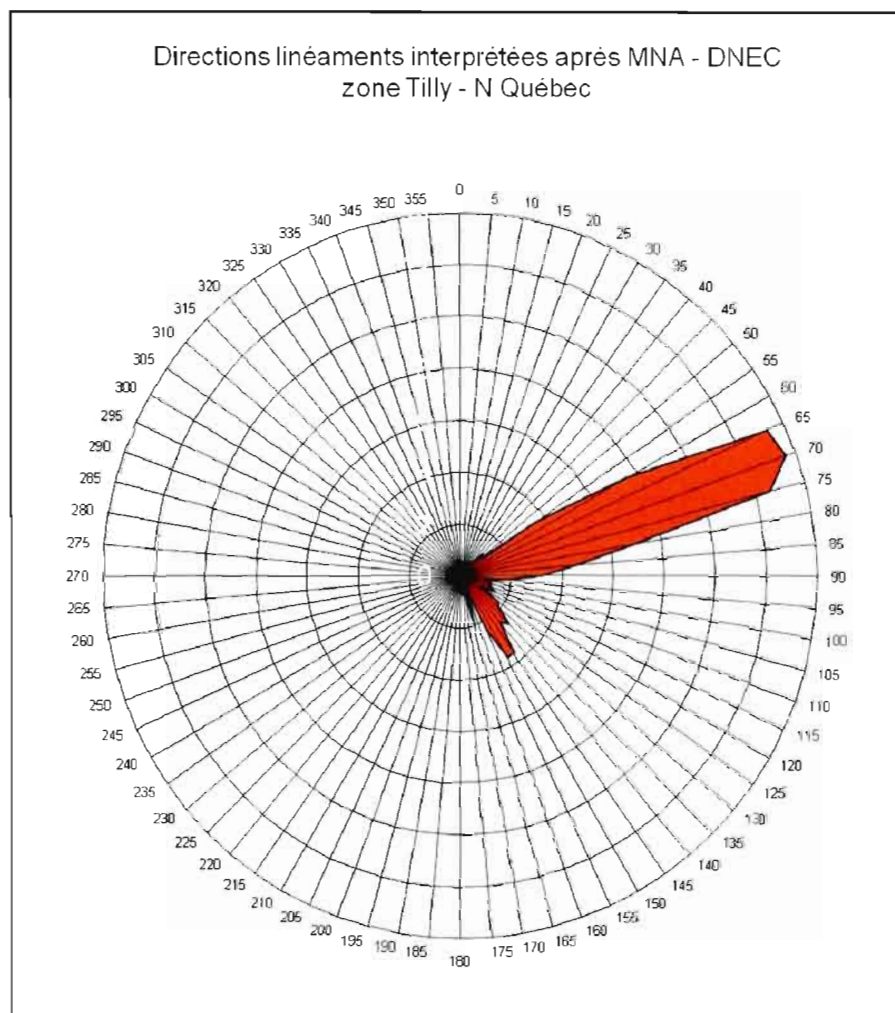


Figure 1.18: Abondance relative de l'azimut des linéaments de la région de Tilly ($n = 1326$).

1.3.2 Carte locale

Au niveau de la propriété, on observe deux familles de linéaments. La première orientée à N70 est présente au niveau régional alors que la deuxième orientée à N110 est absente (figure 1.19).

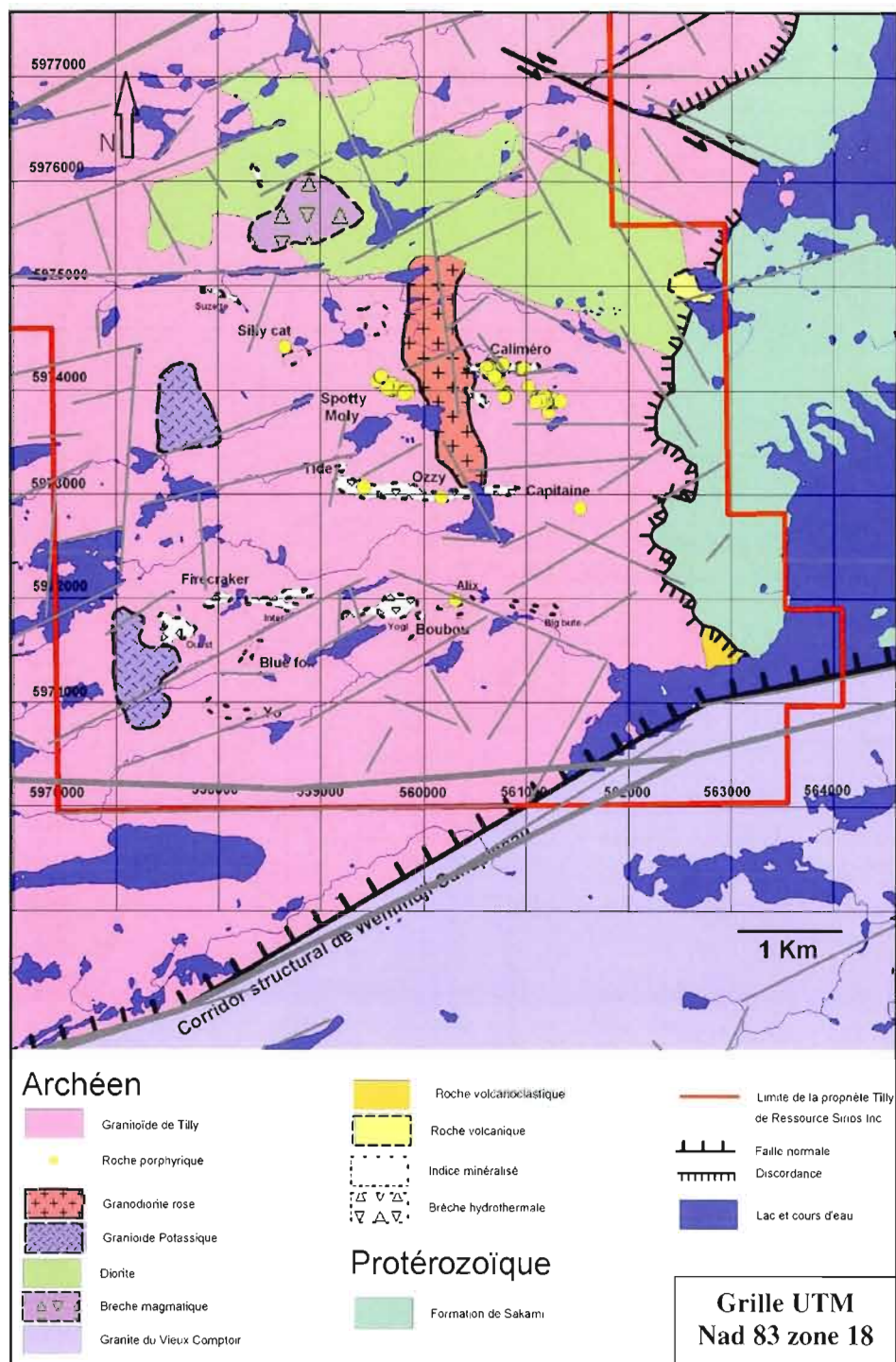


Figure 1.19: Carte géologique de la propriété Tilly montrant les linéaments majeurs en traits gris gras, et secondaires en traits gris fins.

Cette orientation N110 correspond à l'orientation des veines minéralisées de l'indice Yo (figure 1.20). Ces linéaments pourraient traduire une fracturation pré- à syn-minéralisation.

On observe sur la figure 1.19 que les brèches hydrothermales Ouest, Firecracker, Inter, Yogi, Boubou et l'indice Alix sont alignées selon une direction est-ouest. Cette direction est la même que celles de l'allongement des brèches Ozzy et Caliméro. Cette direction ne correspond pas aux orientations dominantes des linéaments.

On note un allongement des brèches Firecracker, Yogi et de l'indice Alix selon la direction N75. Cette direction correspond à la deuxième famille de linéaments.

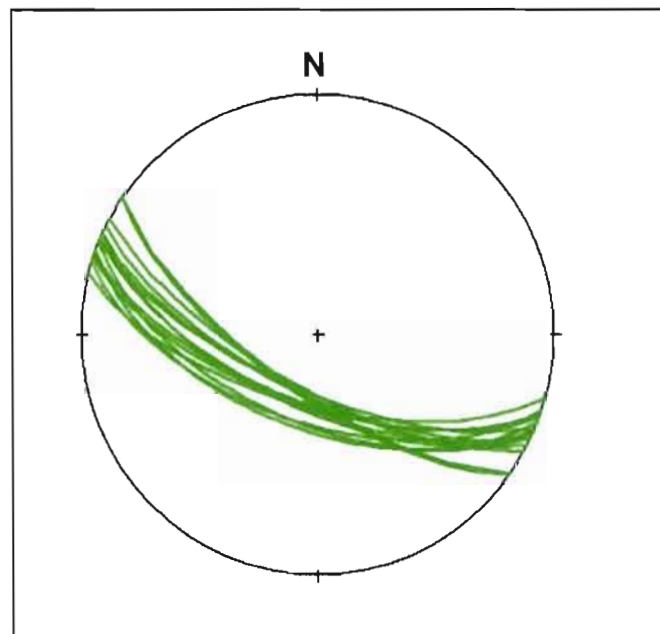


Figure 1.20: Stéréonet représentant l'orientation des veines de quartz-molybdénite de l'indice Yo (n=15).

1.4 Résumé du chapitre

Les minéralisations en molybdène-cuivre-or de la propriété Tilly se situent au sein d'un pluton archéen polyphasé, principalement felsique, dans la Sous-province de La Grande

près du contact avec le domaine de Bienville de la Sous-province du Minto. Une cartographie géologique de la propriété a permis de différencier plusieurs lithologies au sein de ce pluton. On distingue parmi les faciès principaux le granitoïde de Tilly (tonalite à granodiorite), la granodiorite rose et les intrusions potassiques (granite à granodiorite). On note aussi la présence de dykes porphyriques et de masses de roches porphyriques parfois minéralisés en sulfures. Les faciès les plus susceptibles d'être associés aux minéralisations sont le granitoïde de Tilly et les roches porphyriques. On observe au sud du pluton la présence du corridor structural de Wemindji-Canapiscaw, interprété dans le secteur comme une faille normale listrique. Ce corridor structural profond aurait pu faciliter la mise en place d'intrusions. On observe au sud cette structure un dôme granulitique alors que le métamorphisme de la propriété Tilly est au faciès des schistes verts. Ce contraste métamorphique pourrait indiquer un mouvement vertical important qui aurait pu faire basculer les roches de la propriété Tilly. On note aussi la présence de sédiments paléoprotérozoïques préservés le long de ce corridor. L'étude régionale des linéaments indique deux directions préférentielles, soient N70 et N150. Au niveau de la propriété on retrouve deux directions préférentielles, N70 et N110. La direction N110 est différente des orientations régionales et c'est la direction des veines minéralisées de l'indice Yo.

CHAPITRE II

GÉOCHIMIE DES FACIÈS PRINCIPAUX

L'objectif de ce chapitre est de caractériser la géochimie des différentes roches présentes sur la propriété Tilly dans le but de (1) définir et comparer leurs compositions afin de savoir si elles appartiennent à la même suite intrusive; (2) obtenir de l'information sur l'environnement tectonique de formation de ces roches; et (3) caractériser le degré d'oxydation des roches porphyriques et du granitoïde de Tilly.

Une série de 54 analyses géochimiques pour les éléments majeurs et les éléments traces a été effectuée sur des échantillons de roches prélevés sur le terrain. Les éléments ont été mis en solution par fusion au métaborate de lithium et ont ensuite été dosés par spectrométrie de masse ICP-MS et ICP-AES. Une partie de ces analyses a été effectuée au laboratoire ALS-Chemex de Val-d'Or et l'autre au laboratoire de l'Institut national de la recherche scientifique (INRS) à Québec. Parmi les analyses, 25 concernaient le granitoïde de Tilly, cinq la granodiorite rose, cinq la diorite à quartz, six le QFP blanc, six le QFP gris, deux les pegmatites, deux les roches volcanoclastiques de la Formation de Pie, un les clastes des roches volcanoclastiques et deux les dykes mafiques à intermédiaires de type 1. De plus, le FeO a été dosé par titration sur quatre échantillons de QFP blanc, un échantillon de QFP gris et deux échantillons de granitoïde de Tilly. Toutes les données brutes sont disponibles à l'Annexe I.

2.1 Diagrammes de Harker

La composition des roches en éléments majeurs reflète bien les différences minéralogiques observées au chapitre 1. Les diagrammes de Harker de la figure 2.1 montrent qu'à l'intérieur d'un faciès, les points sont peu dispersés, sauf pour la silice dans le granitoïde de Tilly et le porphyre de type QFP gris, qui varie de près de 10% dans ces unités. On remarque aussi une mobilité des éléments alcalins dans le granitoïde de Tilly et les roches porphyriques (QFP blanc). Ces diagrammes montrent aussi qu'il existe des différences marquées entre les faciès.

Toutes les roches intrusives s'alignent selon une droite indiquant qu'il existe une différenciation progressive du magma depuis la diorite à quartz jusqu'aux granitoïdes et aux porphyres (QFP blanc). Les granitoïdes les plus différenciés sont aussi ceux qui sont les plus riches en alcalins. Cette observation, pourtant claire sur les diagrammes, ne permet pas au niveau géologique de distinguer des intrusions cartographiables. Il est possible que l'altération hydrothermale explique en partie l'augmentation de la silice et les variations des éléments alcalins.

Les roches volcanoclastiques ne font pas partie de la courbe générale de différenciation. En effet, sur les graphiques CaO vs. SiO_2 et TiO_2 vs. SiO_2 ces roches se distinguent clairement des autres. Ceci suggère que les roches volcanoclastiques de la Formation de Pie ne sont pas co-magmatiques avec la suite intrusive présente sur la propriété Tilly.

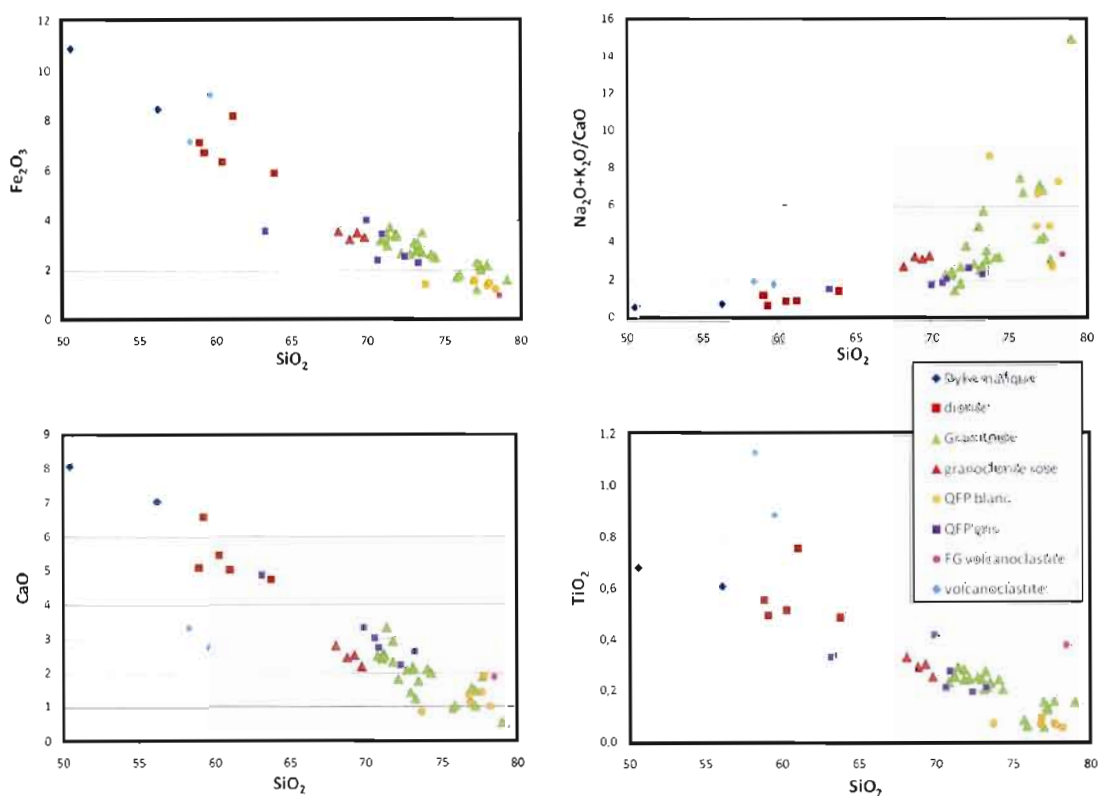


Figure 2.1: Diagrammes des éléments majeurs en fonction de la silice. FG = fragment dans les roches volcanoclastiques.

On remarque aussi que les porphyres de type QFP blanc sont plus différenciés que les QFP gris et qu'ils ont une composition en éléments majeurs similaire à celle des granitoïdes les plus évolués. La diorite à quartz et les dykes mafiques sont moins différenciés que la granodiorite rose qui est elle-même légèrement moins différenciée que le granitoïde de Tilly.

2.2 Classification et distinction des unités

Les diagrammes de Winchester et Floyd (1977), conçus pour les roches effusives, sont aussi utilisables pour les roches intrusives si l'objectif est simplement de distinguer certaines unités lithologiques entre elles. Sur la figure 2.2, le diagramme SiO_2 vs. Zr/TiO_2 (dont l'axe vertical est sujet à la mobilité des éléments) montre que les roches de la propriété Tilly forment une suite sub-alkaline. Sur ce diagramme, les granitoïdes ont une composition variant de la partie supérieure du champ rhyodacite/dacite au champ des rhyolites. Les QFP blancs ainsi que les clastes provenant des roches volcanoclastiques ont clairement une composition rhyolitique. La granodiorite rose est moins différenciée et montre une composition de rhyodacite/dacite tout comme la plupart des QFP gris. Les diorites à quartz tombent dans le champ des andésites alors que les dykes mafiques varient de andésite à basalte. Ce diagramme ne suggère pas une mobilité importante de la silice sur la propriété Tilly puisque l'on n'observe pas de tendance verticale importante dans l'alignement des points d'analyses.

Le diagramme Zr/TiO_2 vs Nb/Y présente l'avantage d'utiliser seulement des éléments immobiles (figure 2.2). Ce diagramme confirme généralement les distinctions établies sur l'autre diagramme, mais moins de points tombent dans le champ des rhyolites. La différenciation plus importante des QFP blancs par rapport aux granitoïdes se clarifie sur ce diagramme. Enfin, on note une variation importante du rapport Nb/Y des roches porphyriques.

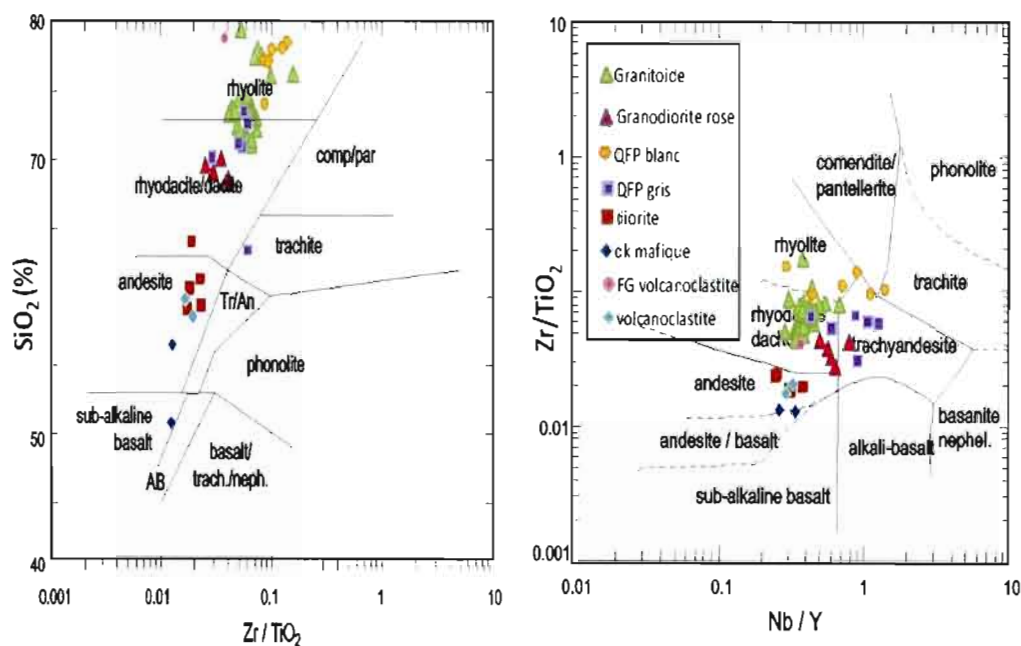


Figure 2.2: Diagrammes de Winchester et Floyd (1977) des faciès principaux de la propriété Tilly. FG = fragment dans les roches volcanoclastiques.

Le diagramme Zr vs. Y (figure 2.3) confirme que toutes les roches de la propriété sont d'affinité calco-alkaline. Au Phanérozoïque, les roches calco-alkalines sont restreintes aux environnements d'arcs (Wilson, 1996).

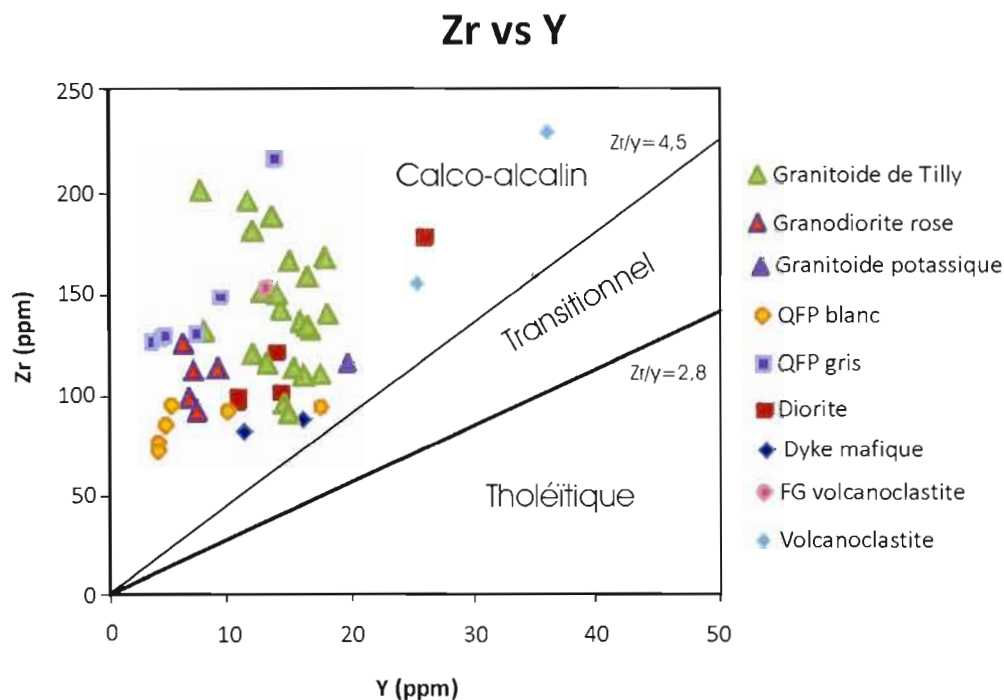


Figure 2.3: Diagramme Zr vs. Y montrant l'affinité magmatique des roches de la propriété (champs de Ross et Bédard, 2009). FG = fragment dans les roches volcanoclastiques.

2.3 Discrimination tectonique

Les diagrammes de Pearce (1984) permettent de déduire l'environnement tectonique de formation des roches granitiques en fonction de leur composition en éléments traces. Ces éléments, mis à part le Rb, sont pas ou peu affectés par l'altération hydrothermale et sont donc généralement considérés comme immobiles. Sur tous les diagrammes de la figure 2.4, on remarque que les roches intrusives felsiques de la propriété sont comparables au type VAG (*Volcanic Arc Granite*) c'est-à-dire aux roches granitiques formées dans les arcs volcaniques.

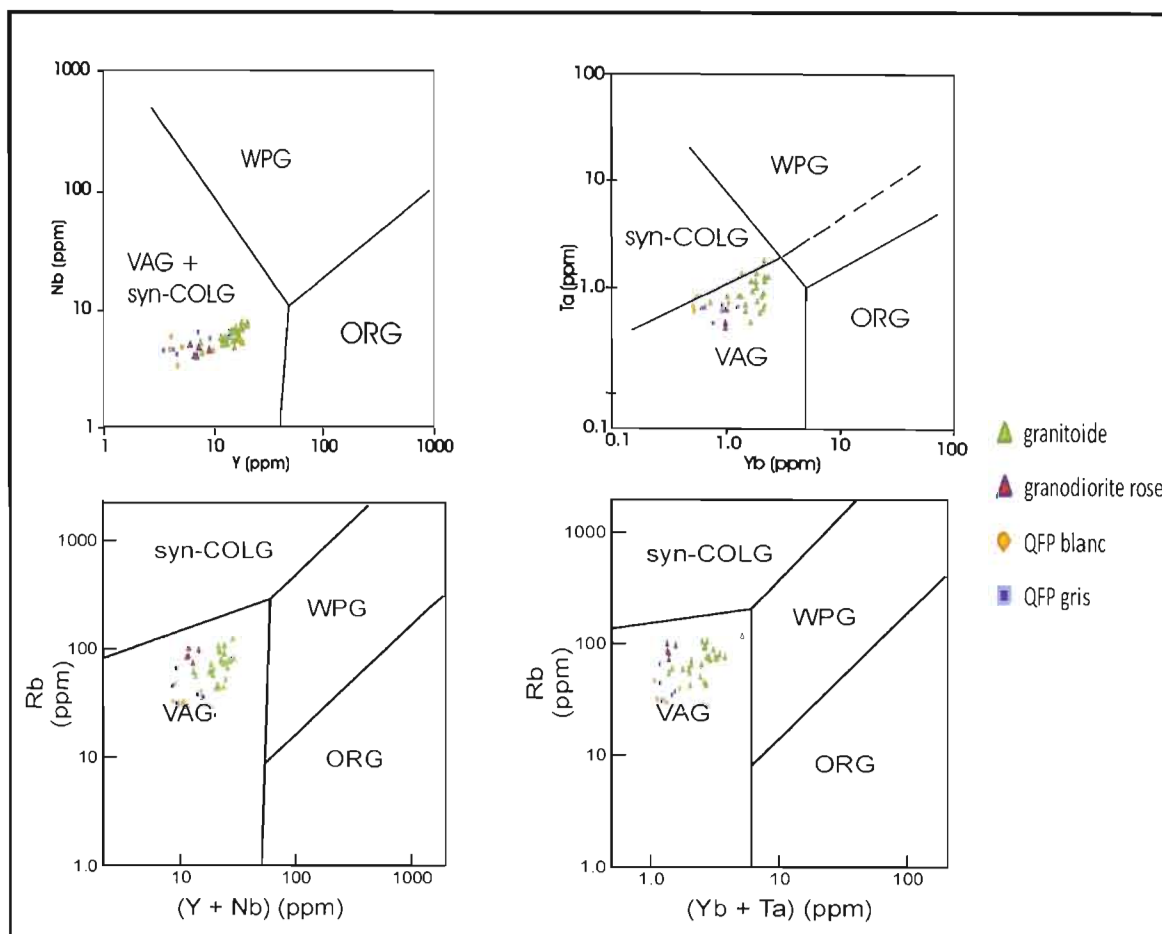


Figure 2.4: Diagrammes de Pearce (1984) des roches intrusives felsiques de la propriété Tilly. VAG: *Volcanic Arc Granite*; Syn-COLG: *Syn-Collisional Granite*; WPG: *Within Plate Granite*; ORG: *Ocean Ridge Granite*.

2.4 Diagrammes multiéléments

Les diagrammes multiéléments présentés ici (figure 2.5a) utilisent seulement des éléments typiquement immobiles. Ces diagrammes montrent des anomalies négatives prononcées en Nb, Ta et Ti et de fortes pentes. Ces caractéristiques sont typiques des magmas d'arc phanérozoïques associées aux zones de subduction (Wilson, 1996).

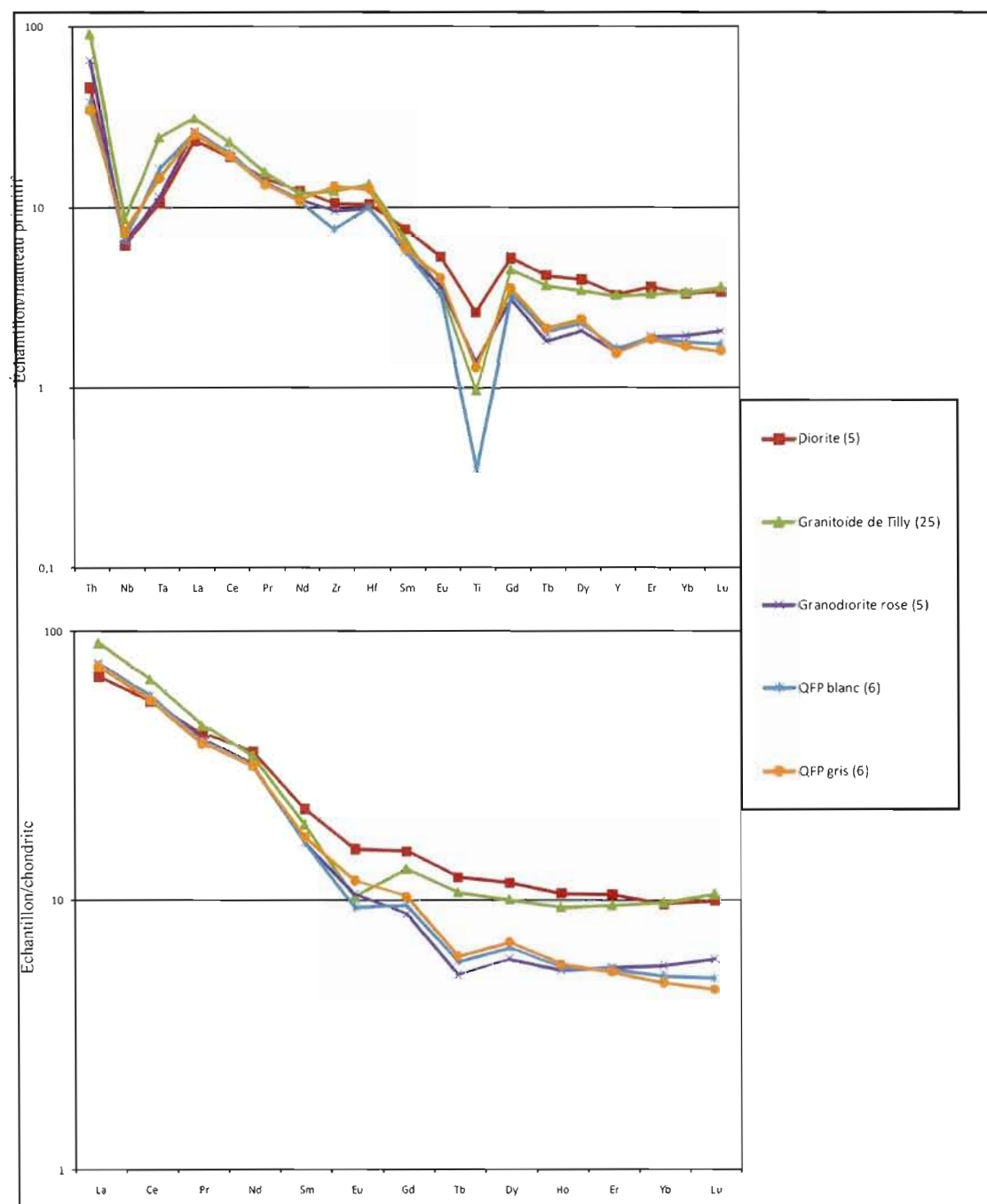


Figure 2.5: Profils moyens en éléments traces (a) et en terres rares (b) des faciès intrusifs principaux de la propriété Tilly. Le nombre entre parenthèses dans la légende indique le nombre d'échantillons utilisés pour calculer la moyenne. Les profils sont normalisés selon les valeurs de Sun et McDonough (1989).

Sur la figure 2.5b, on observe que tous les faciès de la propriété présentent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux lourdes. Cet enrichissement est caractéristique des magmas alcalins et calco-alcalins. Les anomalies en Eu sont faibles, ce qui signifie que le magma avait probablement déjà cristallisé un peu de plagioclase lors de la cristallisation fractionnée. On observe aussi que les faciès de diorite à quartz et de granitoïde sont enrichis en terres rares lourdes par rapport aux autres roches. Cet enrichissement pourrait indiquer que la source des faciès QFP blanc, QFP gris et granodiorite rose soit plus profonde et enrichie en grenat.

2.5 Degré d'oxydation des roches porphyriques et du granitoïde de Tilly

Six échantillons ont aussi été analysés pour le FeO afin de caractériser le degré d'oxydation du granitoïde de Tilly et des roches porphyriques. Les données obtenues sont comparées aux résultats publiés par Sinclair (2007) pour plusieurs gisements de type porphyre (figure 2.6). La position des échantillons de Tilly sur ce diagramme montre que ces roches se situent dans le champ des porphyres à molybdène de la série à magnétite.

2.6 Résumé du chapitre

Les données géochimiques indiquent que les roches intrusives de la propriété Tilly forment une suite différenciée d'affinité calco-alcaline. Les roches volcanoclastiques de la Formation de Pie, tel qu'observées sur les diagrammes de Harker, se distinguent clairement des autres. Elles ne semblent donc pas à première vue co-magmatiques avec la suite intrusive présente sur la propriété Tilly. La composition en éléments majeurs et en éléments traces des roches de cette suite intrusive ressemblent géochimiquement aux arcs magmatiques phanérozoïques formés au dessus des zones de subduction.

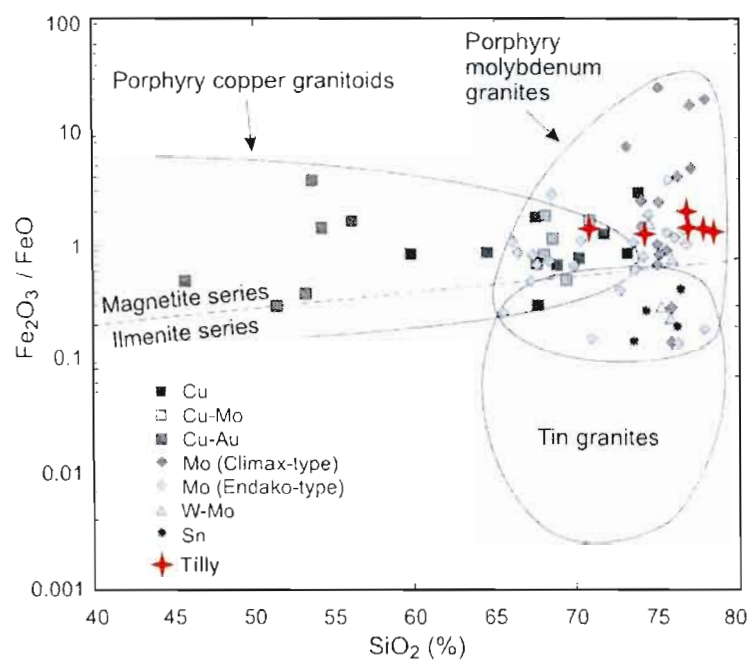


Figure 2.6: Diagramme $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ vs SiO_2 montrant les champs des différents types de porphyres phanézoïques et les données obtenues pour Tilly (modifié de Sinclair 2007).

La composition géochimique des roches porphyriques et du granitoïde de Tilly ainsi que leur degré d'oxydation indiquent que ces roches sont comparables aux roches impliquées dans la genèse des porphyres à molybdène phanézoïques formées dans un environnement tectonique d'arc.

CHAPITRE III

DATATION DU MAGMATISME PAR LA MÉTHODE U-PB SUR ZIRCONS

Trois échantillons ont été datés par la méthode U-Pb sur des zircons afin de contraindre l'âge et la durée du magmatisme : le granitoïde de Tilly, la granodiorite rose et un dyke de QFP blanc. Ces trois dates ont été réalisées par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS) au laboratoire du GEOTOP-UQAM. Le broyage et la séparation des minéraux lourds ont été effectués par l'auteur tandis que Jean David a effectué les datations et a rédigé un rapport disponible en annexe 2, dont sont extraits les résultats présentés dans ce chapitre. Les résultats sont ensuite discutés en fonction des observations de terrain et de la stratigraphie régionale.

3.1 Résumé des résultats

3.2.1 Granodiorite rose (échantillon 09Tilly1)

L'échantillon de granodiorite rose contient de nombreux zircons de morphologies hétérogènes (figure 3.1). Cinq cristaux équidimensionnels incolores ont été analysés. La fraction #4 est jugée héritée. Une régression linéaire des quatre autres fractions permet de calculer un âge de $2710,2 \pm 4,3/-2,3$ Ma correspondant à l'intersection supérieure avec la concordia (figure 3.2).



Figure 3.1: Photographie des zircons de l'échantillon de granodiorite rose (09Tilly1).

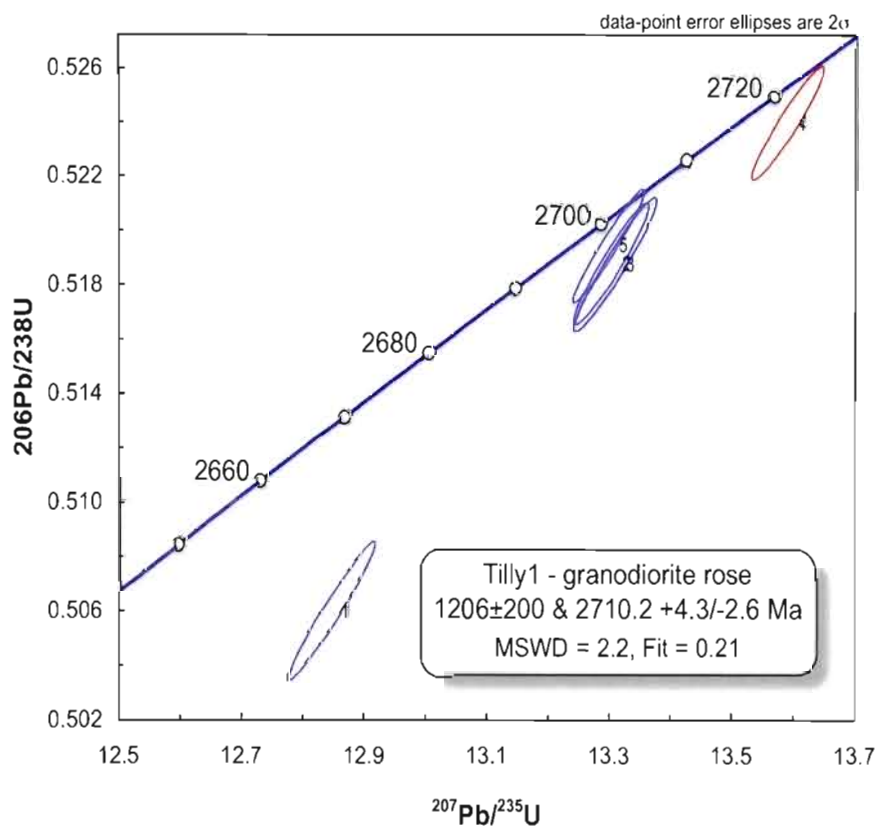


Figure 3.2: Diagramme concordia pour l'échantillon de granodiorite rose (09Tilly1).

3.2.2 Dyke de QFP blanc (échantillon 09Tilly2)

L'échantillon du dyke de QFP blanc a permis de récupérer des zircons dont la morphologie est très homogène (figure 3.3). Les résultats de quatre des analyses ont permis de calculer un âge de $2740,3 \pm 0,8$ Ma (figure 3.4). Les fractions 4 et 5 n'ont pas été utilisées dans le calcul, car ces grains semblent représenter des zircons provenant des autres échantillons de Tilly.



Figure 3.3: Photographie des zircons de l'échantillon de dyke de QFP blanc (09Tilly2).

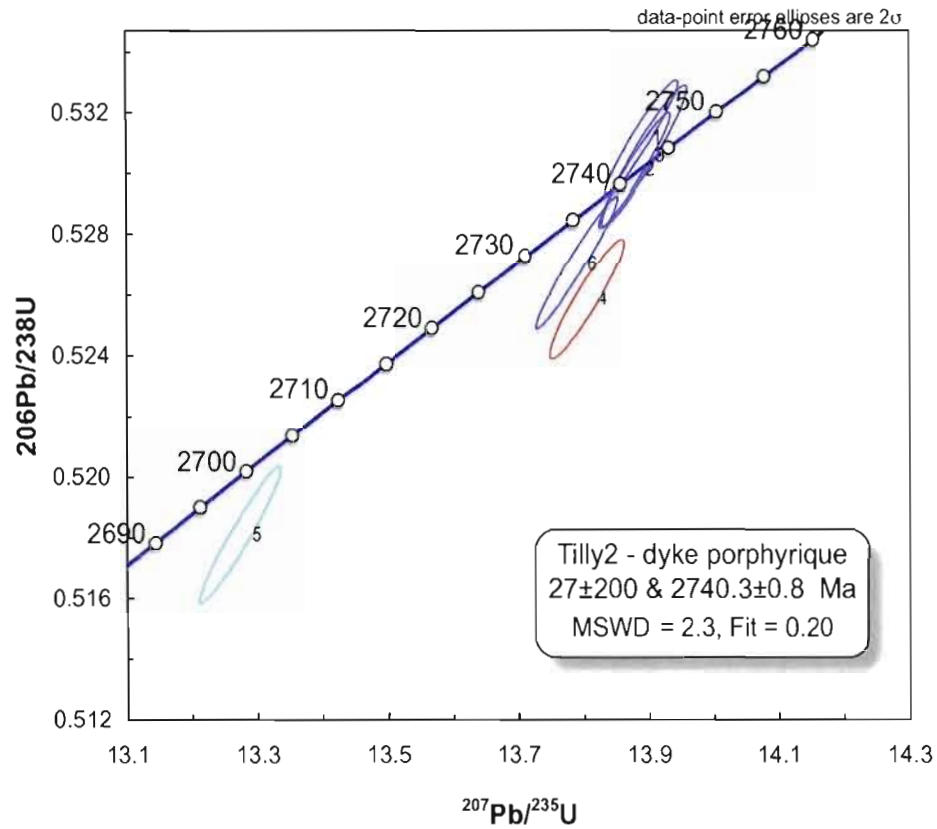


Figure 3.4: Droite de régression de l'échantillon de dyke de QFP blanc (09Tilly2).

3.2.3 Granitoïde de Tilly (échantillon 09Tilly3)

L'échantillon de granitoïde de Tilly a donné de nombreux zircons appartenant à la même population morphologique (figure 3.5). Les résultats de quatre analyses ont permis de calculer un âge de $2745,8 \pm 0,8$ Ma qui correspond à l'intersection entre une régression linéaire et la concordia (figure 3.6).



Figure 3.5: Photographie des zircons de l'échantillon de granitoïde de Tilly (09Tilly3).

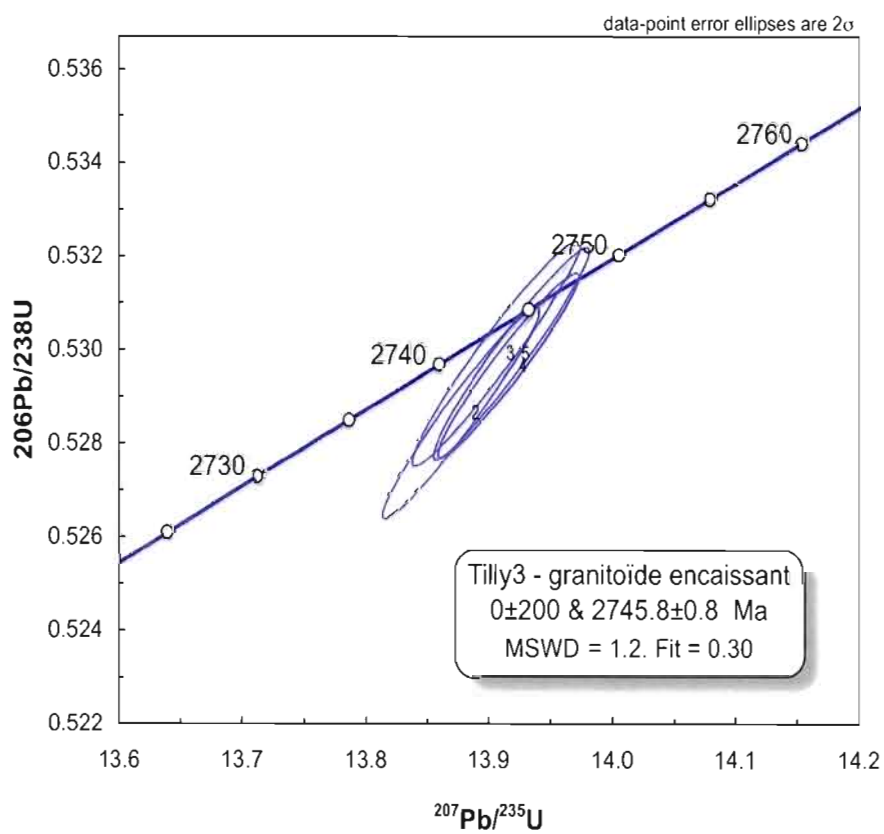


Figure 3.6: Droite de régression pour l'échantillon de granitoïde de Tilly (09Tilly3).

3.2 Discussion des résultats

Les âges obtenus par datation U-Pb sur zircons dans les intrusions felsiques de la propriété Tilly sont cohérents avec les observations de terrain. En effet, l'âge du dyke de QFP blanc de $2740,3 \pm 0,8$ Ma est plus jeune que l'âge du granitoïde de Tilly de $2745,8 \pm 0,8$ Ma, qu'il recoupe (figure 3.7). Afin d'être certain de pouvoir comparer les datations U-Pb avec les observations de terrain, les échantillons de QFP blanc et de granitoïde de Tilly ont tous deux été prélevés sur le site de la figure 3.7 et il se peut qu'il en soit résulté une légère contamination entre ces deux échantillons.

Sur la base des observations de terrain, la granodiorite rose semble plus tardive que le granitoïde de Tilly car elle n'est recoupée par aucune veine de quartz et est donc interprétée comme étant post-hydrothermalisme. La granodiorite rose a donné un âge de $2710,2 \pm 4,3/-2,6$ Ma, soit environ 35 Ma plus jeune que le granitoïde.

Si la minéralisation est associée à la mise en place des intrusions porphyriques, alors l'âge du dyke de QFP blanc donne l'âge approximatif de la minéralisation. Cette question sera discutée au chapitre 5. Au minimum, on doit noter que les veines de quartz associées à l'hydrothermalisme et à la minéralisation sont absentes dans la granodiorite rose, dont l'âge est archéen, ce qui suggère fortement que la minéralisation est archéenne.

3.3 Corrélation avec la géologie régionale

Dans la Sous-province de La Grande, les travaux du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) ont permis d'établir la chronologie des événements dans le secteur du lac Sakami (figure 3.8). Rappelons que depuis la base jusqu'au sommet, la séquence stratigraphique et intrusive telle que décrite par Goutier et al. (2001, 2002) se compose :

- d'un socle tonalitique ancien composé du Complexe de Langelier daté entre 3360 et 2788 Ma et du Pluton de Poste Le Moyne daté à 2881 ± 2 Ma. Les roches volcaniques du Groupe de Guyer se mettent en place vers 2820 Ma;

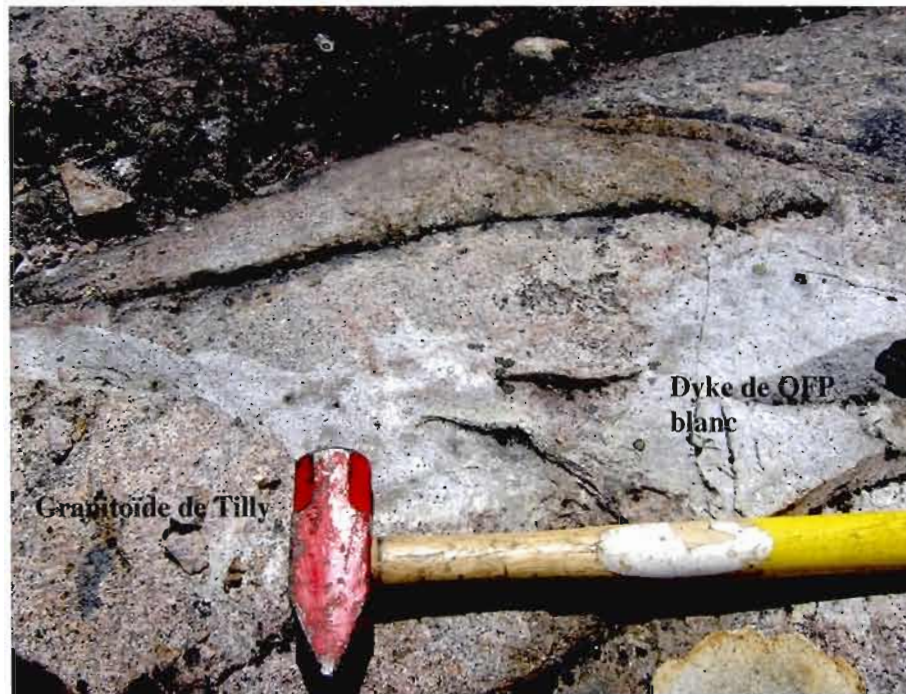


Figure 3.7: Photographie au niveau du site d'échantillonnage du dyke de QFP blanc recoupant le granitoïde de Tilly.

- d'un deuxième cycle volcanique donnant le Groupe de Yasinski, dont la composition varie de basalte à rhyolite, et daté à $2732 \pm 8/-6$ Ma;
- d'une série d'intrusions nommée les Intrusions de Duncan dont la composition varie de tonalite à diorite. Leur âge se situe entre 2716 et 2709 Ma;
- d'intrusions plus différenciées dont la composition varie de granodiorite à monzodiorite quartzifère. Ces intrusions sont regroupées sous le nom de Pluton de Bezier et leur âge est de 2674 ± 12 Ma;
- d'intrusions granitiques à granodioritiques connues sous le nom de Granite du Vieux Comptoir et dont l'âge est 2618 ± 2 Ma;
- de lambeaux de roches sédimentaires paléoprotérozoïques appelées Formation de Sakami et dont l'âge est estimé entre 2510 et 2216 Ma;
- de plusieurs essaims de dykes mafiques protérozoïques.

Pour le secteur du lac Tilly, il faut ajouter à cette liste la Formation de Pie de Bandyayera et al. (2010), située principalement au NE du granitoïde de Tilly et constituée de

basalte (amphibolite), tuf felsique, tuf intermédiaire, wacke et formation de fer. L'âge de cette formation n'est pas connu mais selon le patron de carte, elle est recoupée par le granitoïde de Tilly et serait donc antérieure à 2746 Ma. Si cette hypothèse est correcte, la Formation de Pie serait plus ancienne que le Groupe de Yasinski plus à l'ouest.

On remarque que dans la géologie régionale il n'existe pas de roches intrusives répertoriées qui correspondent en termes d'âge U-Pb au granitoïde de Tilly et au porphyre de QFP blanc. La granodiorite rose se situe dans la même fourchette d'âge que les intrusions de Duncan. Ces intrusions décrites par Goutier et al. (2001, 2002) se composent majoritairement de tonalite à hornblende-biotite et de diorite. L'unité de granodiorite rose pourrait correspondre à un faciès plus potassique de ces intrusions mais on ne peut pas l'affirmer avec certitude.

Dans le secteur de la rivière Eastmain de la Sous-province de La Grande, plusieurs intrusions syn-volcaniques ont été datées entre 2747 et 2710 Ma (figure 3.9). La description de ces intrusions rapportée par Moukhsil et al. (2003) indique qu'il pourrait s'agir d'équivalents du granitoïde de Tilly. Ces intrusions sont constituées de tonalites, de granodiorites et plus rarement de diorites. Ce sont des roches calco-alcalines qui présentent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (Moukhsil et al., 2003).

De plus, les intrusions du lac Elmer et du lac Kali composées de tonalites porphyriques ont livrées des âges respectifs de $2745,5 \pm 1,5$ Ma et 2744 ± 5 Ma (Moukhsil et al., 2001). Ces intrusions se situent dans des secteurs où des minéralisations de type porphyrique et possiblement épithermales ont été recensées.

3.4 Résumé du chapitre

Les dates U-Pb obtenues pour le granitoïde de Tilly, le porphyre de type QFP blanc et la granodiorite rose sont en accord avec les observations de terrain : le porphyre est légèrement plus jeune que le granitoïde (qu'il recoupe sous forme de dykes), alors que la granodiorite rose est environ 35 Ma plus jeune que le granitoïde.

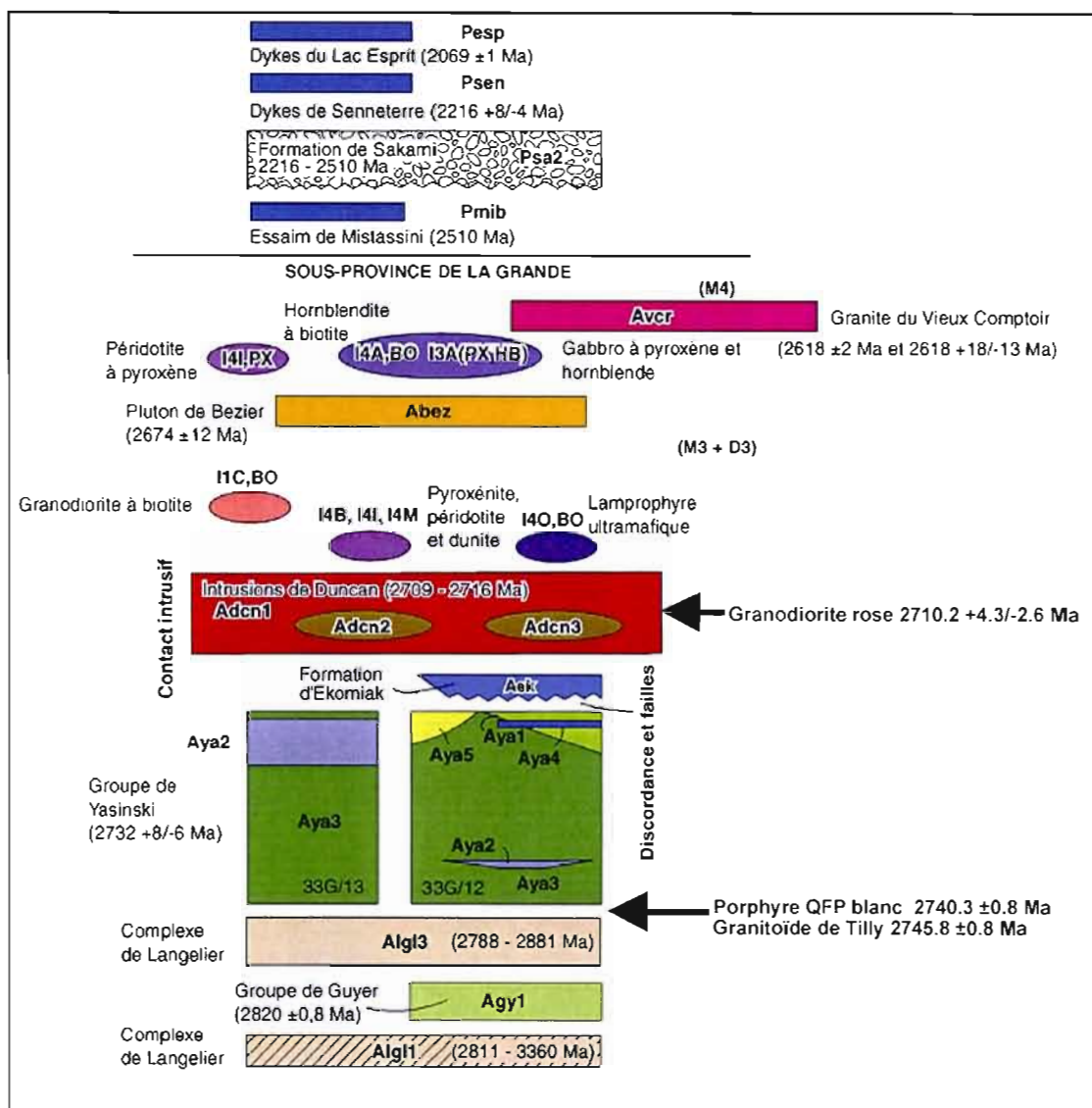


Figure 3 8: Corrélation des datations U-Pb de cette étude avec la stratigraphie de la Sous-province de La Grande au niveau du feuillet SNRC 33G (modifié de Goutier et al., 2001).

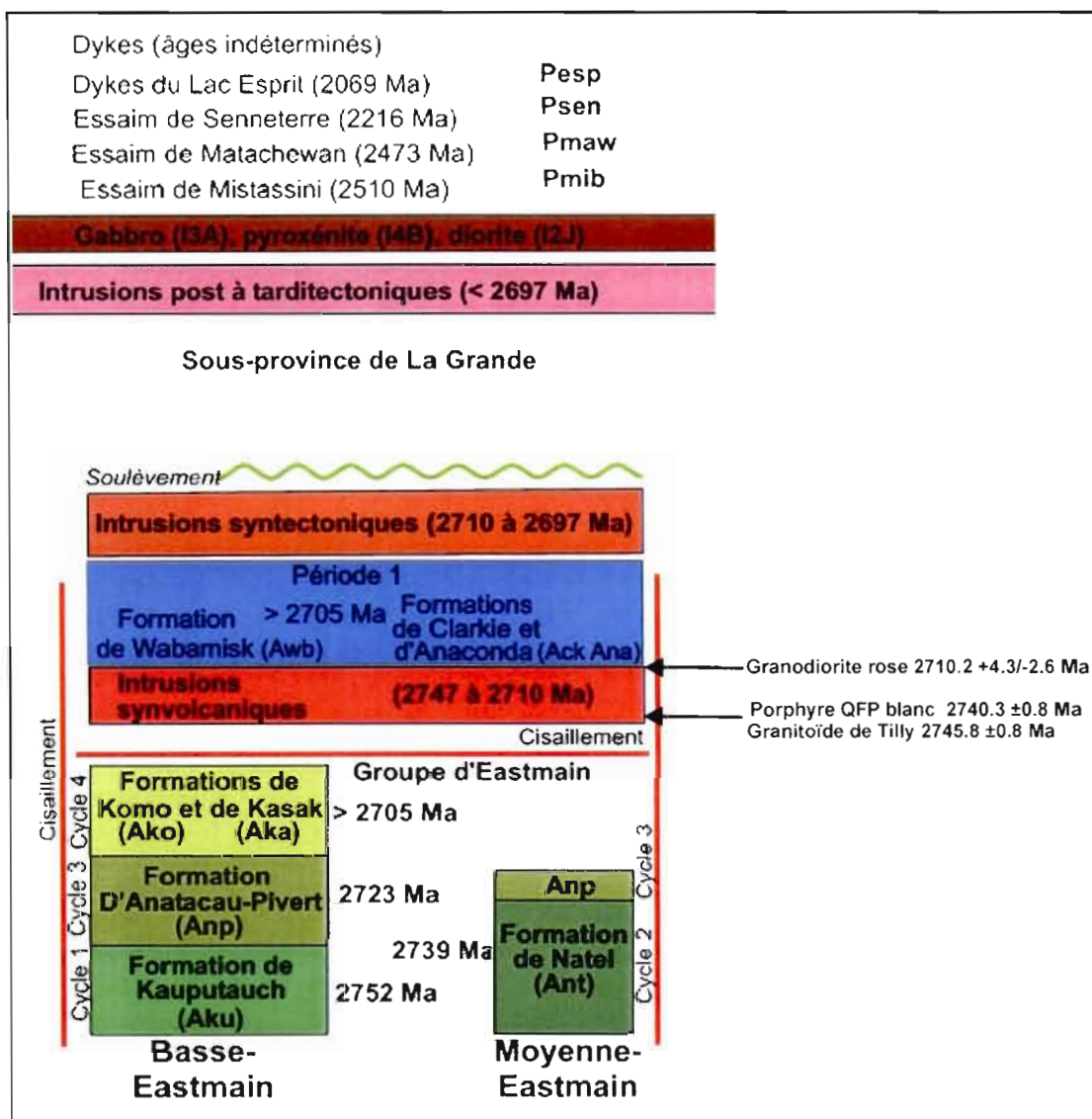


Figure 3.9: Corrélation des datations U-Pb de cette étude avec la stratigraphie de la Sous-province de La Grande au niveau de la rivière Eastmain (modifié de Mouksil et al., 2003).

Comme la granodiorite rose n'est pas recoupée par des veines de quartz, on peut supposer qu'elle est plus jeune que l'hydrothermalisme et la minéralisation, ce qui suggère fortement que la minéralisation en Mo-Cu-Au de la propriété Tilly est archéenne. Par rapport au secteur du lac Sakami de la Sous-province de La Grande, les intrusions de granitoïde de

Tilly et les dykes porphyriques de type QFP blanc, qui sont les plus susceptibles d'être associées aux minéralisations, n'ont pas d'équivalent en termes d'âge et de description.

CHAPITRE IV

MINÉRALISATION ET ALTÉRATION

Ce chapitre regroupe l'étude des minéralisations et l'étude des altérations. Il intègre des données mégascopiques, basées sur les études de terrain, et microscopiques, basées sur les observations en lame mince. Ce chapitre comprend aussi une brève description des indices découverts par Ressources Sirios inc. et qui ont été visités durant ce projet de maîtrise.

4.1 Généralités

La propriété Tilly comprend une zone d'environ 16 km² où se concentrent les indices minéralisés en Mo-Cu±Au. Les observations de terrain montrent que les minéralisations sont exclusivement encaissées par le granitoïde de Tilly et les intrusions porphyriques de type QFP blanc. Le principal métal d'intérêt économique est le molybdène. Le cuivre lui est parfois associé mais les valeurs sont pour la plupart sub-économiques. On note aussi certaines valeurs en or supérieures à 0,5 g/t (figure 4.1) ainsi que des valeurs en argent, tellure et bismuth. Les valeurs en or et argent semblent accompagner les valeurs de cuivre les plus hautes. Cette relation n'est toutefois pas linéaire.

Sur le terrain, la minéralisation observée se compose de pyrite, molybdénite, chalcopryrite avec bornite, chalcocite et cuivre natif mineurs. Quelques minéraux d'altération supergène comme la malachite et les oxydes de fer sont aussi présents. Les zones minéralisées sont riches en quartz et aucune fluorine n'y a été observée.

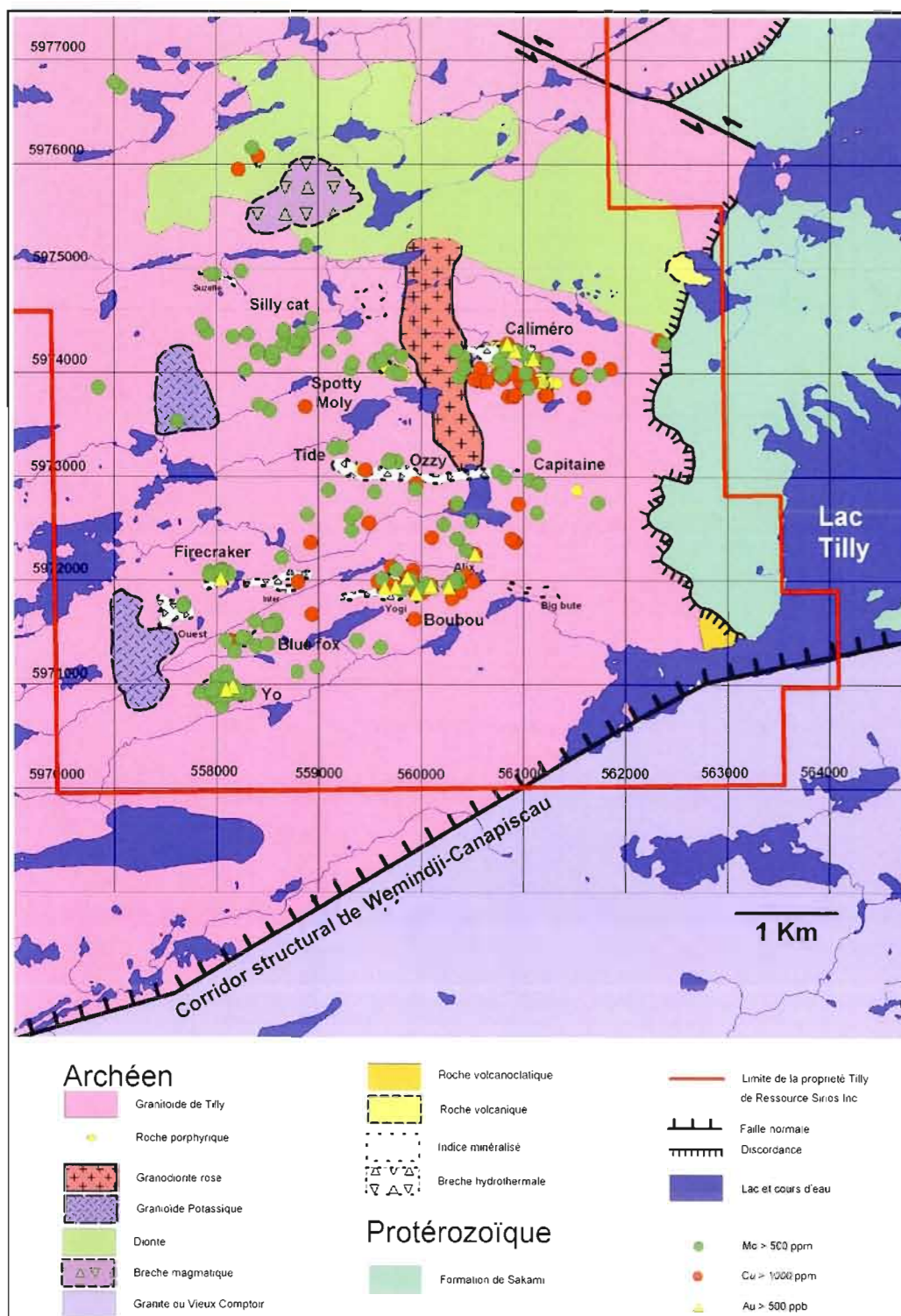


Figure 4.1: Carte des indices minéralisés superposée à la géologie (grid UTM Nad 83 zone 18).

4.2 Les différents styles de minéralisations

Les observations de terrain ont permis de distinguer différents styles de minéralisation : (1) les brèches hydrothermales; (2) les réseaux de veines/veinules de type stockwerk; (3) les minéralisations disséminées; (4) les minéralisations associées aux roches porphyriques; et (5) les veines de quartz-molybdénite isolées.

4.2.1 Brèches hydrothermales

4.2.1.1 Description de la minéralisation associée aux brèches hydrothermales

Le granitoïde de Tilly est recoupé par de nombreuses brèches hydrothermales d'amplitude hectométrique à kilométrique (figure 4.1). Ces brèches sont composées de fragments de granitoïde de Tilly et parfois de porphyre de type QFP blanc (Ozzy, Tide). Ces observations indiquent la reprise de brèches magmatiques ou de dykes porphyriques par les fluides hydrothermaux. Les fragments sont entourés d'un ciment de quartz blanc parfois minéralisé. La minéralisation dans les brèches se compose principalement d'amas centimétriques de molybdénite associés au ciment de quartz blanc (figures 4.2a, 4.2b, 4.2c et 4.2d). Ce style de minéralisation présente un fort « effet de pépité » et les teneurs en molybdène sont difficiles à évaluer. On observe aussi localement quelques minéraux de cuivre notamment la chalcopyrrite et la bornite, finement disséminés dans le ciment de quartz. Les valeurs en cuivre sont rares et très discontinues.

4.2.1.2 Résumé de l'étude quantitative de la morphologie des fragments des brèches hydrothermales

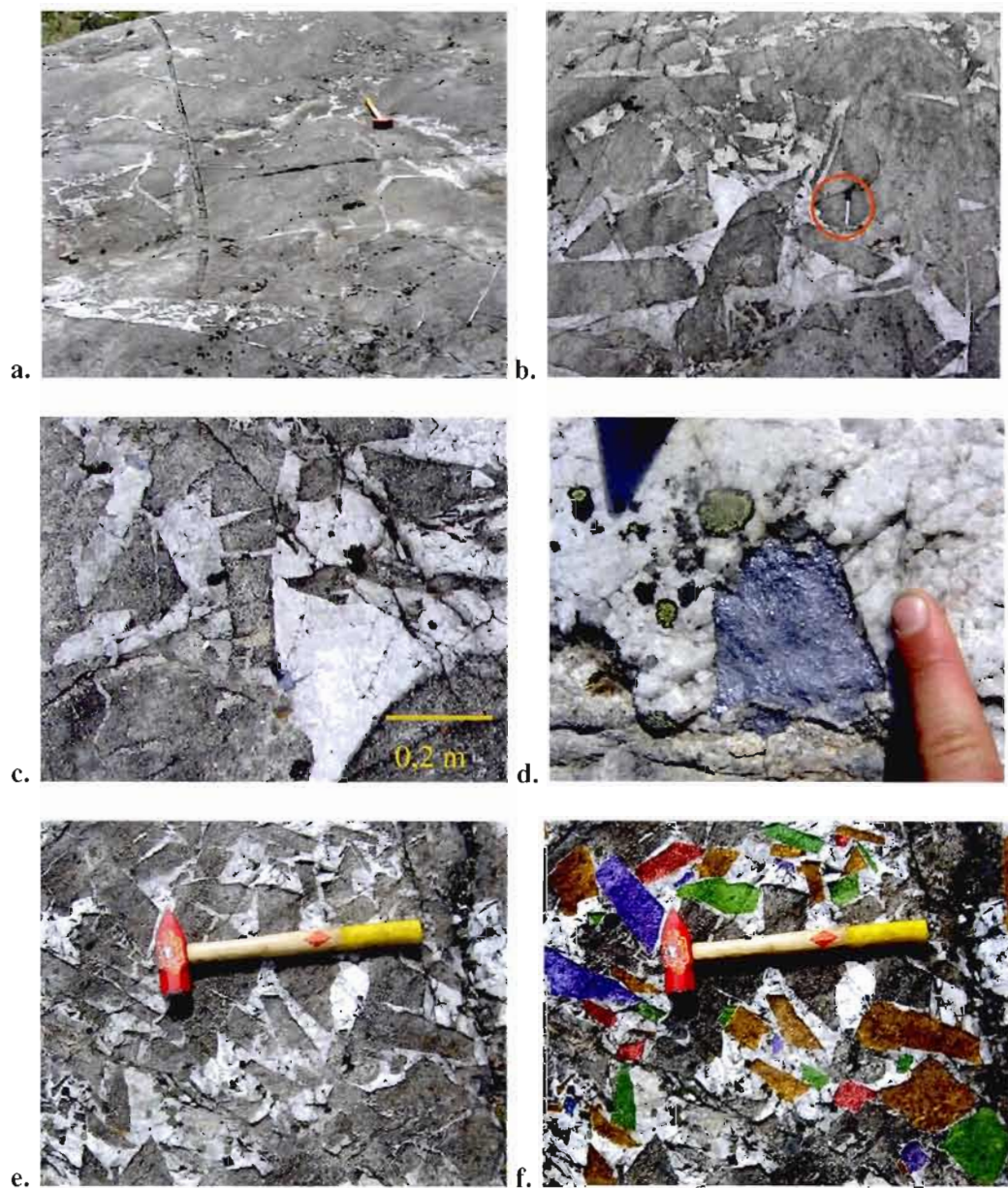


Figure 4.2: **a.** Photographie d'une brèche hydrothermale minéralisée, indice Firecracker. **b.** Photographie d'une brèche hydrothermale minéralisée, indice Firecracker. Le crayon marqueur servant d'échelle est encadré en rouge. **c.** Agrandissement de la photographie 4.2b montrant les amas de molybdénite associés au quartz. **d.** Photographie d'un amas centimétrique de molybdénite, indice Firecracker. **e.** Photographie de la brèche hydrothermale Yogi. **f.** Photographie de la brèche hydrothermale Yogi montrant l'interprétation de la limite fragment-matrice pour les fragments dont le périmètre est bien défini (fragments colorés).

Une étude quantitative de la morphologie des fragments des brèches hydrothermales a été entreprise en collaboration avec Stéphane Roudaut, étudiant de maîtrise à l'Université du Québec à Montréal (UQAM), et Michel Jébrak, professeur à l'UQAM. Les données de cette étude ont été extraites à partir de photographies (figure 4.2e et 4.2f) en utilisant le logiciel « ImageJ ». Cette section résume les faits saillants de l'étude qui est disponible en annexe 4.

Les caractéristiques morphologiques des brèches permettent de les classer en fonction de leur processus de formation (Jébrak 1997). Cette étude quantitative avait pour but d'apporter des informations sur les processus impliqués dans la genèse des brèches de Tilly afin de pouvoir en déduire des informations sur la géométrie des corps bréchiques.

Cette étude conclut que le mécanisme de formation le plus vraisemblable pour la genèse des brèches de Tilly semble être une fracturation hydraulique le long de discontinuités préexistantes. Les résultats permettent aussi d'exclure que les brèches de Tilly forment des pipes bréchiques. Il s'agirait plutôt de brèches *in situ* formées par fracturation hydraulique et les corps bréchiques pourraient représenter des carapaces siliceuses à l'apex d'intrusions riches en fluides.

4.2.2 Réseaux de veines et veinules de type stockwerk

Ce style de minéralisation se compose de veines/veinules de quartz-molybdénite dont la largeur varie entre 2 et 50 mm (figure 4.3a et 4.3b). Les réseaux de veines et veinules sont plus ou moins denses et plus ou moins minéralisés. La chalcopryrite est rare dans ce style de minéralisation bien que l'on puisse en trouver disséminée en bordure. Ce style de minéralisation est présent un peu partout sur la propriété.

L'indice Yo est l'un des meilleurs exemples de ce style de minéralisation. La densité de veines et veinules de quartz molybdénite atteint localement 5% et elles montrent une orientation préférentielle (figure 4.3b).

4.2.3 Minéralisations disséminées dans le granitoïde de Tilly

On trouve sur la propriété de nombreuses zones où la minéralisation est disséminée. C'est le style de minéralisation le plus représenté et la majorité des minéralisations en cuivre se présentent sous cette forme. Cette minéralisation se compose généralement de pyrite, molybdénite et chalcopryrite disséminées dans le granitoïde de Tilly (figure 4.3c et 4.3d). Les disséminations se situent généralement en bordure de veines/veinules ou poches de quartz. Ce style de minéralisation est exclusivement encaissé dans le granitoïde de Tilly.

4.2.4 Minéralisations associées aux roches porphyriques

Les roches porphyriques de type QFP blanc sont fréquemment minéralisées en molybdénite. Celle-ci se présente sous deux formes : (1) disséminée de façon primaire (figure 4.3f); (2) associée à des veines de quartz recoupant les intrusions de QFP blanc (figure 4.3e). Ces observations indiquent que l'événement minéralisateur associé aux roches porphyriques s'est effectué en au moins deux pulses.

4.2.5 Veines de quartz-molybdénite isolées

On observe sur la propriété de nombreuses veines de quartz-molybdénite situées à une distance supérieure à 300 m des indices minéralisés. Ces veines sont faiblement minéralisées et se trouvent souvent isolées. Leur épaisseur varie entre 20 et 40 cm. La minéralisation se compose d'amas de molybdénite de 5 à 20 mm et on observe parfois des traces de chalcopryrite dans les épontes. Ces veines pourraient représenter, dans un modèle de zonalité de la minéralisation, la partie externe du système.

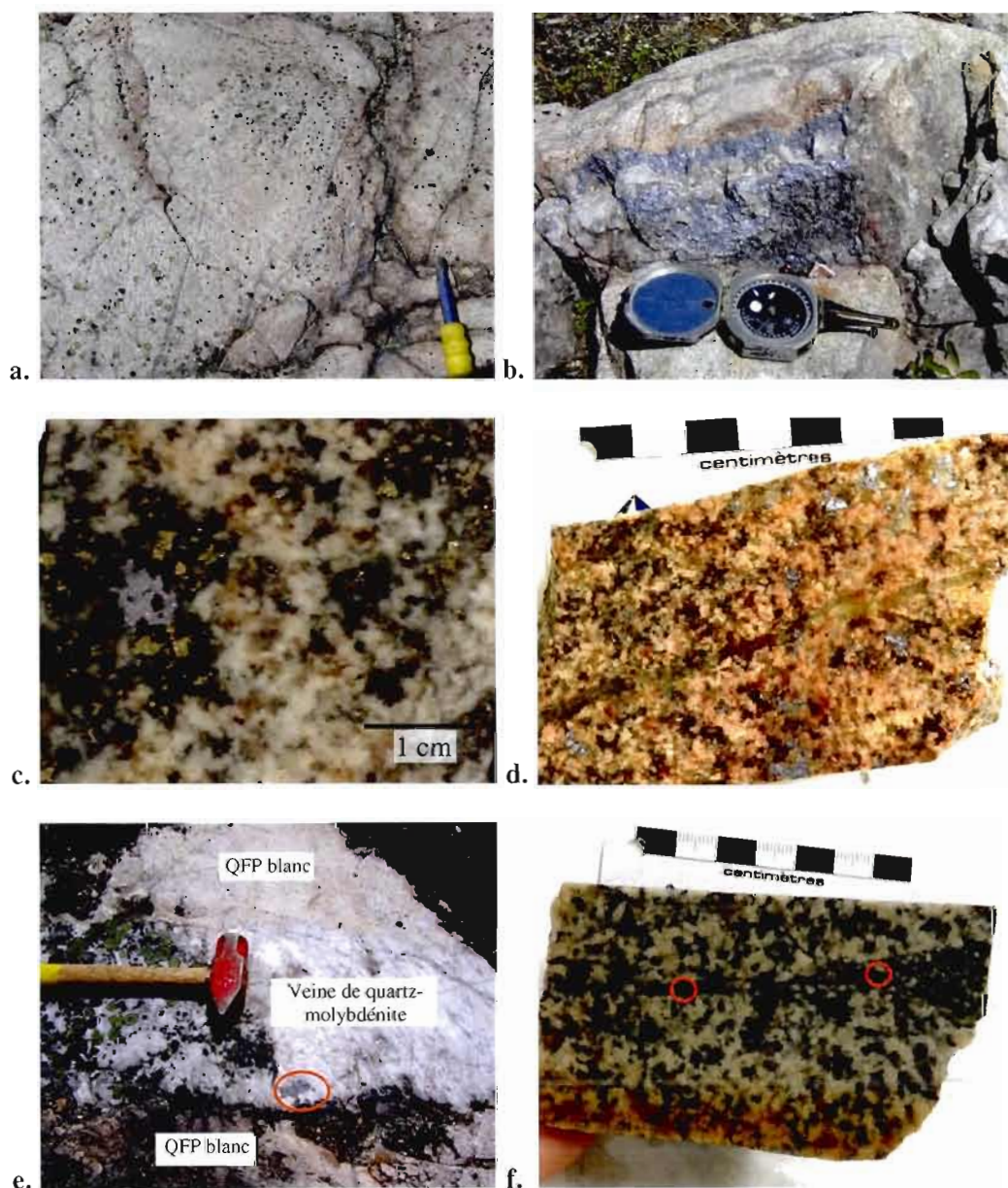


Figure 4.3: **a.** Photographie d'un stockwerk de quartz-molybdénite, indice Firecracker. **b.** Photographie d'un stockwerk de quartz-molybdénite où les veines sont subparallèles, indice Yo. **c.** Minéralisation en molybdénite-chalcopyrite associée à des zones riches en biotite et disséminée dans le granitoïde de Tilly, indice Yo. **d.** Minéralisation en molybdénite disséminée dans le granitoïde de Tilly. **e.** Dyke porphyrique de type QFP blanc recoupé par une veine de quartz-molybdénite. **f.** Dyke centimétrique de porphyre minéralisé en molybdénite recoupant le granitoïde de Tilly.

4.3 Description sommaire des principaux indices de la propriété

Sur tous les indices visités, le granitoïde de Tilly est l'encaissant principal des minéralisations. Il est recoupé par un réseau de veines/veinules de quartz plus ou moins dense, ainsi que par des brèches hydrothermales.

4.3.1 Firecracker

Cet indice fut l'un des premiers découvert en 1997 par Ressources Sirios inc. On peut y observer plusieurs styles de minéralisation :

- L'indice principal est une brèche hydrothermale contenant des amas de molybdénite centimétriques associés au ciment de quartz blanc. On observe exceptionnellement des traces de chalcopryrite. Cette brèche a été recoupée par une série de 67,5 m de rainures ainsi que deux forages totalisant environ 250 m. Les résultats sont présentés dans le tableau 4.1.

- Plus au sud, cet indice présente une minéralisation en stockwerk typique composé de veinules millimétriques à centimétriques de quartz-molybdénite ; encore ici la présence de cuivre est exceptionnelle.

- On observe des traces de chalcopryrite et de molybdénite disséminées dans le granitoïde de Tilly en bordure de veines/ poche de quartz.

Tableau 4.1 : Résultats des rainures et forages de l'indice Firecracker.

Moyenne des rainures	0,099% Mo sur 67,5 m
Forage Ti-00-03	0,08% Mo et 0,015% Cu sur 50,5 m incluant 0,14% Mo et 0,02% Cu sur 22,5 m
Forage Ti-00-04	0,05% Mo et 0,01% Cu sur 46 m incluant 0,18% Mo et 0,01% Cu sur 7,25 m
Moyenne des forages	0,066% Mo sur 96,5 m
Moyenne totale	0,08% Mo sur 164 m

4.3.2 Silly Cat

À l'indice Silly Cat, la minéralisation se présente principalement de façon disséminée. Elle se compose en grande majorité de molybdénite disséminée en bordure de veines/veinules et poches de quartz comme pour le secteur « Orangina ». Les microveinules ne sont pas toujours visibles à l'œil nu. La chalcoppyrite est rare et se présente de façon disséminée. On retrouve aussi de la molybdénite et parfois de la chalcoppyrite associées à des veines de quartz isolées dont l'épaisseur varie de 5 à 20 cm.

4.3.3 Yo

L'indice Yo est probablement l'indice où la minéralisation est la plus continue. Deux forages y ont été implantés durant la campagne de 2000. Le forage Ti-00-01 a rapporté des valeurs de 0,07% Mo et 0,04% de Cu sur 85,4 m, incluant 0,18% Mo et 0,007% Cu sur 24,6 m (Desbiens, 2001).

On y observe plusieurs styles de minéralisation. Le style dominant est un réseau de veines/veinules de quartz-molybdénite orienté N115/75°. On observe aussi une minéralisation en molybdénite, chalcoppyrite, localement chalcosine et bornite, disséminée dans le granitoïde de Tilly. Cette minéralisation contient des valeurs en or, argent, bismuth et tellure.

4.3.4 Blue Fox

La minéralisation de l'indice Blue Fox se présente sous deux formes, on observe d'abord un réseau de veines de type stockwerk, peu dense, composé de veines/veinules de quartz-molybdénite. On observe aussi de la molybdénite disséminée dans le granitoïde de Tilly, principalement en bordure des veines/veinules. Les minéraux de cuivre sont rares mais on peut localement trouver des traces de chalcoppyrite.

4.3.5 Brèche Ozzy

La brèche Ozzy est une brèche hydrothermale spectaculaire qui contient localement des valeurs en molybdène et cuivre. Cependant, il n'existe pas de zone où se concentrent ces valeurs. La minéralisation se présente principalement sous forme de petits amas disséminés dans le ciment de quartz ou dans le granitoïde de Tilly.

4.3.6 Brèche Ouest

Cette zone est caractérisée par une brèche hydrothermale peu développée et par la présence de nombreuses veines de quartz. La minéralisation y est rare et se présente principalement sous forme de veine/veinules de quartz-molybdénite.

4.3.7 Yogi

La brèche Yogi est la brèche hydrothermale la plus développée de la propriété. Elle affleure de façon quasi-continue sur 400 m et c'est un lieu d'étude exceptionnel pour les brèches. Cependant la minéralisation y est rare. On observe des traces de pyrite, chalcoppyrite et molybdénite associées au ciment et parfois disséminées dans les clastes. Cette minéralisation est très discrète. Malgré le nombre restreint d'échantillons prélevés, plusieurs valeurs en or supérieures à 0,5g /t ont été rapportées.

4.3.8 Boubou

La brèche Boubou est une petite brèche située juste au sud de la brèche Yogi. La substance principale est le cuivre. La minéralisation se compose de pyrite, chalcoppyrite et

pyrrhotite contenues à la fois dans le ciment et les clastes. Cet indice a été foré en 2000 mais les valeurs rapportées sont faibles.

4.3.9 Alix

Contrairement aux premières observations, l'indice Alix ne présente pas les caractéristiques d'une brèche hydrothermale. C'est une zone riche en quartz, où la fracturation a été importante mais discontinue. On observe à Alix principalement de la molybdénite et de la chalcopryrite disséminées, associées aux veines et aux poches de quartz. On observe aussi des veines de quartz-molybdénite localement recoupées par des veinules/plans d'épidote-hématite. Cela démontre que cette altération est postérieure à la minéralisation (voir plus loin). Malgré le nombre restreint d'échantillons prélevés, plusieurs valeurs en or supérieures à 0,5 g/t ont été rapportées.

4.3.10 Caliméro

L'indice Caliméro est une brèche hydrothermale discontinue. La minéralisation se présente principalement de façon disséminée dans le granitoïde de Tilly. Il s'agit de pyrite, molybdénite et chalcopryrite disséminées en bordure de veines/veinules. On observe aussi des veines de quartz-molybdénite notamment sur le flanc sud où l'on observe quelques veines très riches (>50% MoS₂).

Deux forages ont été implantés en 2008. Malgré la présence de bornite, chalcopryrite et cuivre natif, les résultats ont été décevants. Aucune zone riche en molybdénite n'a été recoupée.

4.3.11 Brèche Suzette

Il s'agit d'une brèche hydrothermale bien développée qui présente les mêmes caractéristiques que les brèches Firecracker, Yogi et Boubou. La minéralisation est très rare et se présente sous la forme de petits amas de molybdénite associés au ciment de la brèche.

4.3.12 Capitaine

L'indice Capitaine se situe à l'extrémité est de la Brèche Ozzy. Il s'agit de chalcopryrite et molybdénite disséminées dans le granitoïde de Tilly en bordure des veines de quartz. Cet indice est de faible étendue et les valeurs en molybdène-cuivre sont faibles.

4.3.13 Spotty Moly

Cet indice est l'un des plus étendu et la minéralisation est présente de façon assez continue. Cet indice présente plusieurs styles de minéralisation :

- La minéralisation se présente principalement sous forme d'amas de molybdénite disséminés dans le granitoïde de Tilly. Ces amas sont le plus souvent associés à des poches de quartz et des microveinules. On observe aussi parfois quelques traces de pyrite, chalcopryrite, malachite et bornite disséminées en bordure de veines;
- Des veines/ veinules de quartz-molybdénite recoupent le granitoïde de Tilly;
- De la molybdénite est disséminée de façon primaire dans les roches porphyriques de type QFP blanc. Il existe une masse de roche porphyrique de 30 x 10 m où cela est facilement observable (figure 4.4).

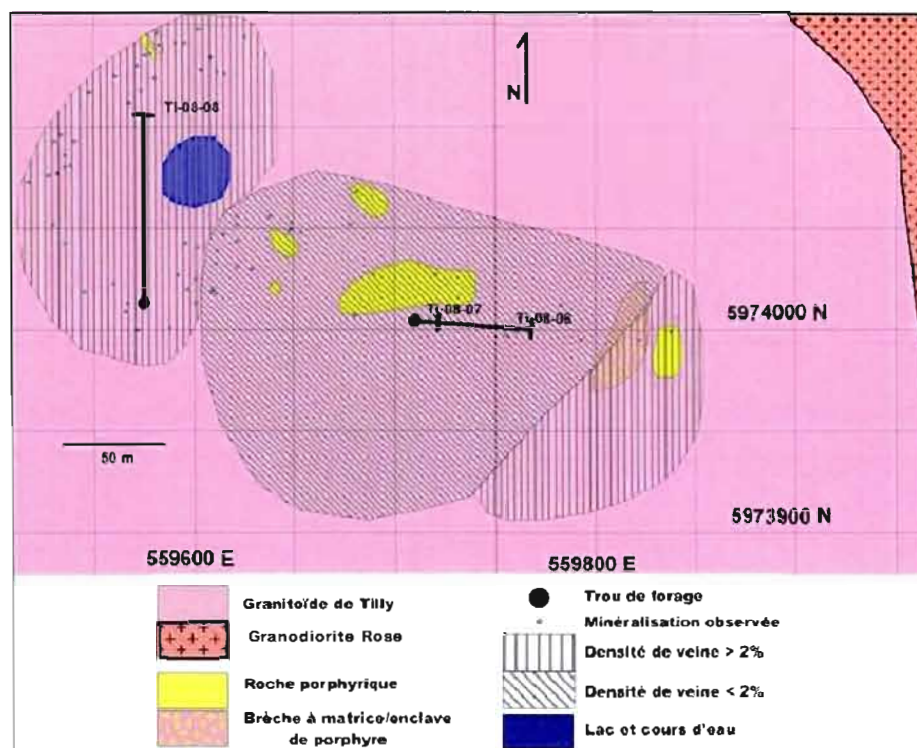


Figure 4.4: Cartographie détaillée de l'indice Spotty-Moly (grid UTM Nad 83 zone 18).

4.3.14 Tide

L'indice Tide est une brèche hydrothermale polymictique de petite taille. Elle est composée de fragments de granitoïde de Tilly et de porphyre de type QFP blanc. La minéralisation se compose de pyrite, chalcoppyrite, bornite et molybdénite disséminée, associée aux ciments de la brèche et aux veines/veinules de quartz. Un forage a été implanté en 2008 et a rapporté de faibles valeurs. Le tableau 4.2 résume les caractéristiques des zones minéralisées.

Tableau 4.2 : Récapitulatif des principaux indices minéralisés et zones de brèches.

Indice	Styles dominants	Association métallique
Alix	Veines/veinules	Mo±Cu±Au
Blue fox	Stockwerk	Mo
Boubou	Brèche hydrothermale	Cu
Brèche Ouest	Veines/veinules	Trace de Mo
Brèche Ozzy	Brèche hydrothermale	Trace de Mo et Cu
Brèche Suzette	Brèche hydrothermale	Trace de Mo
Caliméro	Brèche hydrothermale et disséminé	Mo±Cu±Au
Capitaine	Veines/veinules	Trace de Mo±Cu
Firecracker	Brèche hydrothermale	Mo et trace de Cu
Silly Cat	Disséminé	Mo et trace de Cu
Spotty Moly	Disséminé, veine/veinules et associée aux roches porphyriques	Mo et trace de Cu
Tide	Brèche hydrothermale	Mo et Cu
Yo	Stockwerk et disséminé	Mo±Cu±Au
Yogi	Brèche hydrothermale	Trace de Cu, Mo et Au

4.4 Étude de lames minces d'échantillons minéralisés

Une étude détaillée de lames minces provenant d'indices minéralisées a été effectuée. Cette étude portait principalement sur les minéralisations disséminées dans le granitoïde de Tilly qui se situent généralement en bordure de veines/veinules ou poches de quartz. Les brèches Firecracker, Boubou et Calimero ont été étudiées sommairement. Les objectifs de cette étude étaient : (1) de décrire les différentes phases minéralisées et leurs minéraux associés (figures 4.5, 4.6 et 4.7); et (2) d'établir une succession paragénétique (figure 4.8).

4.4.1 Description des phases minéralisées et des minéraux associés

Bien que les différents indices présentent des teneurs en molybdène et cuivre différentes, l'assemblage minéralogique observé reste similaire. Les minéraux rencontrés en lame mince sont la molybdénite (Mo), la chalcopryrite (Ccp), la pyrite (Py), la sphalérite (Sp), la bornite (Bn) et la pyrrhotite (Po). On observe aussi des minéraux supergènes de cuivre comme la digénite (Dg), la covellite (Cv) et la malachite (Mal) qui sont présents en bordure des plages de chalcopryrite et de bornite. Des oxydes de fer sont aussi présents dans les bordures et les fractures de la pyrite et la chalcopryrite.

Des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont aussi révélé la présence de bismuthinite (Bi), de bismuth natif, de tellure de bismuth (Te-Bi) et de tellure d'argent (Te-Ag) (figure 4.6b). Ces phases minérales sont intimement associées à la molybdénite (figure 4.5d). Les analyses au MEB n'ont pas pu mettre en évidence la ou les phases contenant l'or.

Les minéraux de gangue associés à la minéralisation sont la séricite, la muscovite, le quartz, le microcline, la biotite et la chlorite. On note trois types d'associations différentes : (1) les phases minéralisées associées aux plages de séricite-muscovite-quartz (figure 4.6d); (2) les phases minéralisées associées aux plages de quartz-microcline-biotite (figure 4.6e); et (3) les phases minéralisées associées aux plages de biotite-quartz (figure 4.6c). Tous ces minéraux sont caractéristiques des altérations hydrothermales.

4.4.2 Succession paragénétique

Les relations entre les différentes phases minéralisées ont permis d'établir une succession paragénétique (figure 4.8). On observe tout d'abord une première phase de pyrite et de pyrrhotite (figures 4.5a et 4.6a) qui se met en place. Puis arrive la chalcopryrite qui est synchrone avec la sphalérite (figure 4.5b) et la molybdénite (figure 4.5c).

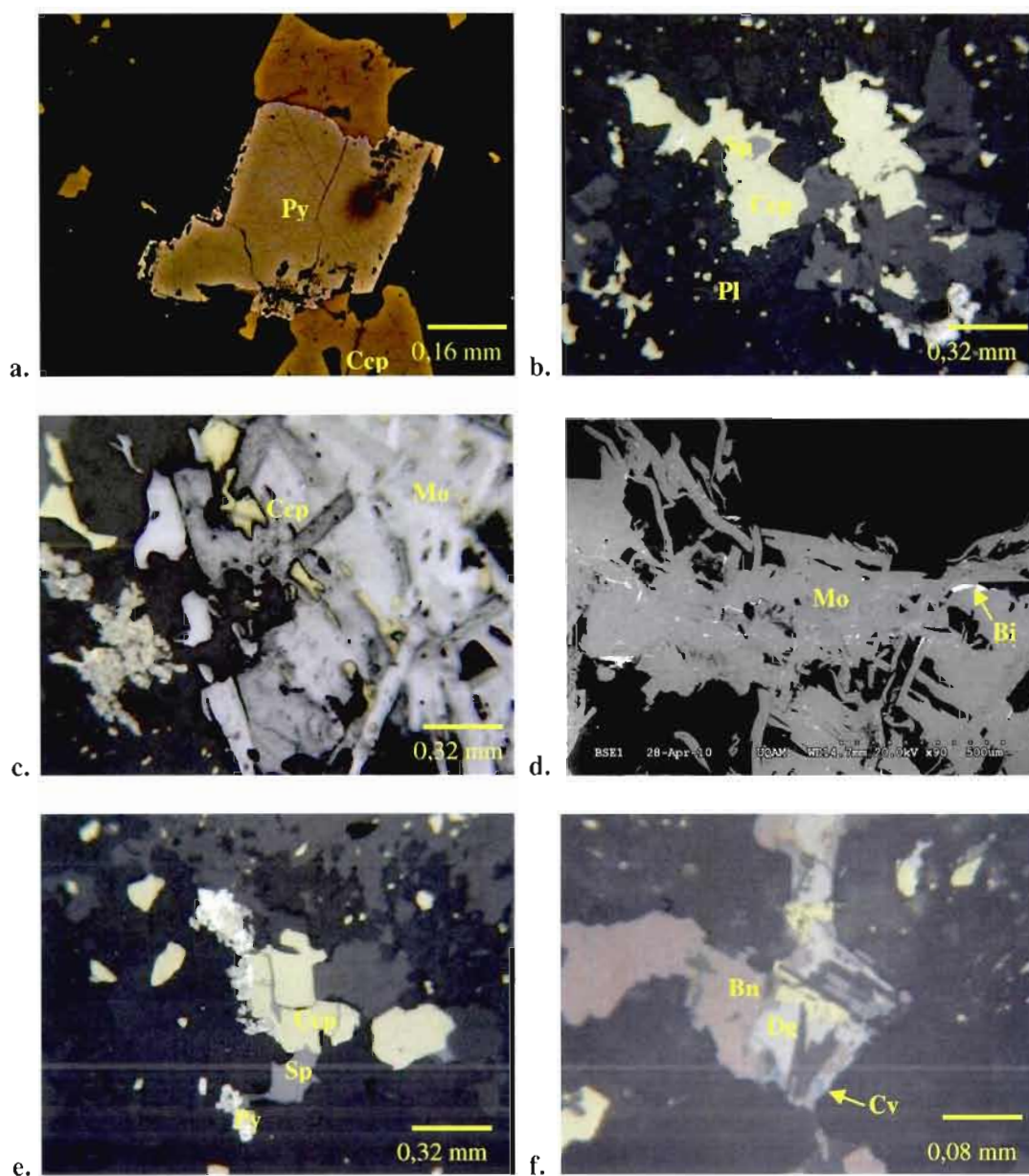


Figure 4.5: a. Vue en lumière réfléchie de Py de première génération et Ccp en bordure, indice Yo. b. Vue en lumière réfléchie d'une inclusion de Sp dans la Ccp, indice Yo. c. Vue en lumière réfléchie de Ccp et Mo interdigitées avec la Py de deuxième génération en bordure, indice Yo. d. Vue au microscope électronique à balayage de Mo et bismuthinite interdigitées, indice Yo. e. Vue en lumière réfléchie de Ccp et Sp avec Py de deuxième génération en bordure, indice Yo. f. Vue en lumière réfléchie d'altération supergène de Ccp en Dg et Cv, indice Yo.

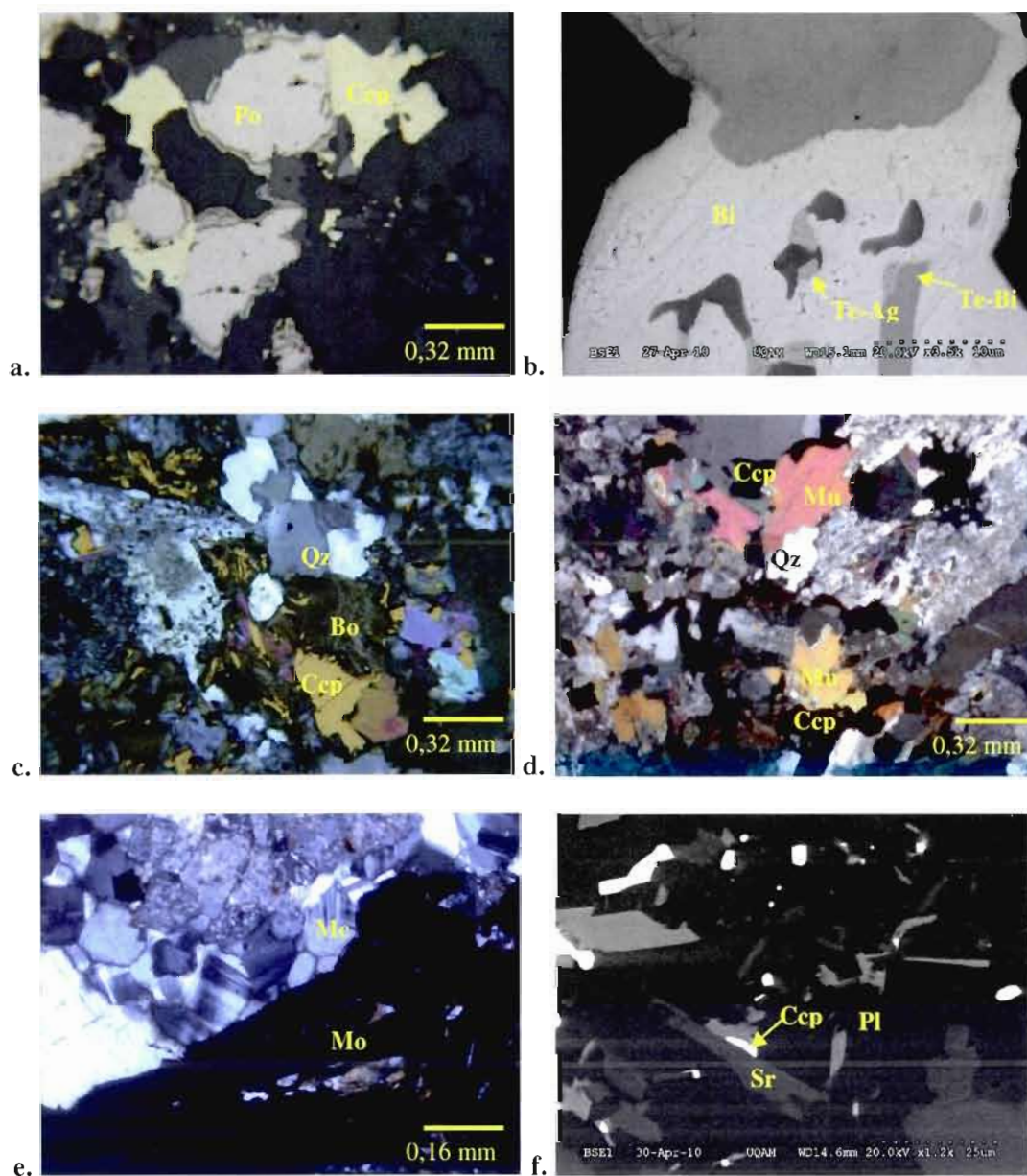


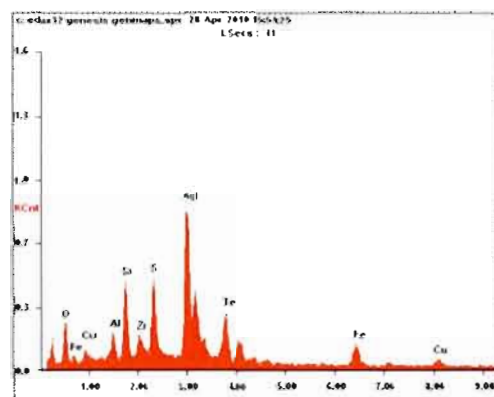
Figure 4.6: a. Vue en lumière réfléchie de Po avec Ccp en bordure, indice Boubou. b. Vue au microscope électronique à balayage d'une plage de bismuthinite contenant des inclusions de tellure d'argent, indice Yo. c. Vue en lumière réfléchie et transmise de Ccp et biotite interdigitées, indice Yo. d. Vue en lumière transmise de Ccp associée à des plages de Mu, indice Yo. e. Vue en lumière transmise de Mo associée à une plage de Mc-Qz, indice Spotty-Moly. f. Vue au microscope électronique à balayage de Ccp associée à la Sr incluse dans un plagioclase altéré, indice Yo.

La bismuthinite et le bismuth natif sont synchrones avec la molybdénite (figure 4.5d) et contiennent des inclusions de tellure de bismuth et de tellure d'argent (figures 4.6b et 4.7). Toutes ces phases minéralisées sont donc synchrones.

Ensuite, on observe la bornite et la pyrite qui se présentent en bordure de la chalcopyrrite. Ces phases sont donc plus tardives.

Les minéraux d'altération supergène sont présents en bordure de la minéralisation (figure 4.5f) ou la recoupent. Ils représentent le dernier événement observé en lame mince.

<i>Element</i>	<i>Wt%</i>	<i>At%</i>
<i>OK</i>	12.11	37.35
<i>AlK</i>	02.90	05.30
<i>SiK</i>	06.36	11.17
<i>ZrL</i>	04.60	02.49
<i>SK</i>	06.48	09.97
<i>AgL</i>	37.47	17.13
<i>TeL</i>	19.13	07.39
<i>FeK</i>	06.60	05.83
<i>CuK</i>	04.35	03.37
<i>Matrix</i>	Correction	ZAF



<i>Element</i>	<i>Wt%</i>	<i>At%</i>
<i>OK</i>	14.38	44.20
<i>AlK</i>	04.46	08.13
<i>SiK</i>	08.99	15.74
<i>SK</i>	07.97	12.22
<i>TeL</i>	11.90	04.59
<i>FeK</i>	02.42	02.14
<i>CuK</i>	02.32	01.80
<i>BiL</i>	47.56	11.19
<i>Matrix</i>	Correction	ZAF

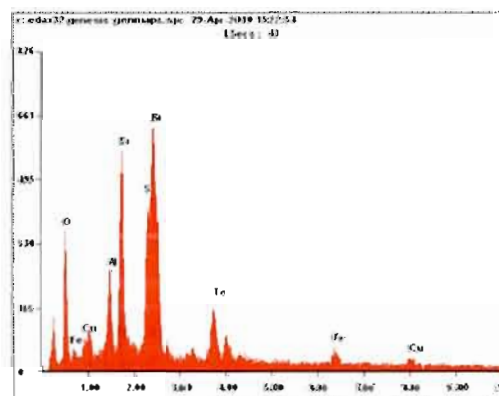


Figure 4.7: Analyses aux rayons X de tellure d'argent (a) et de tellure de bismuth (b) observés sur la figure 4.6b.

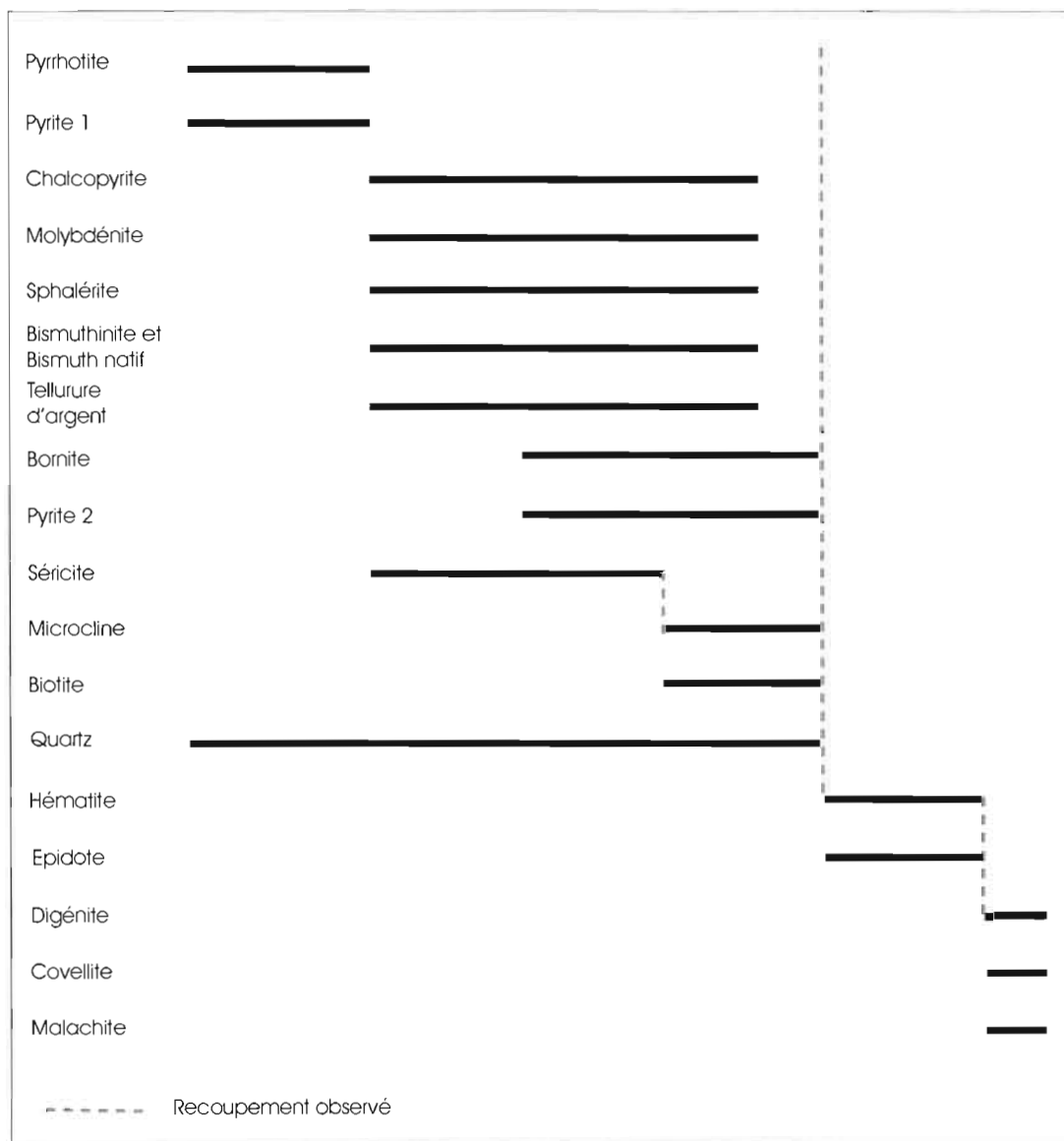


Figure 4.8: Succession paragénétique établie à partir des observations microscopiques et macroscopiques.

4.5 Altération hydrothermale

Le seul faciès lithologique affecté par des altérations hydrothermales, mis à part l'hématisation, est le granitoïde de Tilly. Les observations de cette section ont été effectuées exclusivement sur ce faciès.

4.5.1 Observations de terrain

Les altérations hydrothermales sont difficilement reconnaissables sur le terrain. Les zones anormales en potassium sur le levé radiométrique (figure 1.7) sont des zones où l'altération potassique et l'altération à quartz-séricite-pyrite sont suspectées. Les principales anomalies ont été visitées afin d'en identifier la cause. Plusieurs échantillons ont été prélevés et ont fait l'objet de colorations au cobaltinitrite de sodium afin de distinguer les feldspaths potassiques des plagioclases. Certains de ces échantillons ont aussi fait l'objet de lames minces.

4.5.1.1 Altération potassique

Sur le terrain, l'altération potassique se présente sous deux formes : des fronts de feldspath potassique et des zones riches en biotite. Les premiers ne sont pas faciles à identifier puisque la teinte rosée des feldspaths du granitoïde de Tilly peut être causée par l'hématisation. Les colorations ont permis de mettre en évidence ces fronts d'altération (figures 4.9a et 4.9b). La biotite hydrothermale se présente généralement sous forme de veinules de largeur inférieure à 2 mm. Elle se présente aussi parfois en agrégats associés avec à la minéralisation.



Figure 4.9: **a.** Vue en surface sciée humide d'un front de feldspaths potassique affectant le granitoïde de Tilly. **b.** Le même échantillon coloré au cobaltinitrite de sodium. **c.** Stockwerk à hématite recoupant le granitoïde de Tilly. **d.** Veinules d'épidote recoupant et décalant une veine de quartz-molybdénite, indice Alix.

4.5.1.2 Altération phylliteuse

L'altération phylliteuse est très discrète sur le terrain. On observe quelques zones pyriteuses discontinues et aucune altération à quartz-séricite-pyrite significative n'a pu être mise en évidence.

4.5.1.3 Hématisation

On observe beaucoup de variations de teintes au sein du granitoïde attribuables à l'hématisation. On trouve cette altération en bordure des veines et veinules d'hématite \pm épidote ainsi que certains plans de fracture. L'hématisation est localement intense (figure 4.9c) et semble se concentrer près des linéaments majeurs. Celle-ci n'est pas exclusive à la propriété Tilly et s'observe sur des dizaines de kilomètres alentours selon les géologues du MRNF (Simard et Bandyayera, commun. pers., 2008). L'hématite ne semble donc pas reliée au système hydrothermal de Tilly.

4.5.1.4 Épidotisation

L'épidote est souvent associée à l'hématite sur la propriété, ce qui suggère qu'elle n'est pas non plus liée au système hydrothermal de Tilly. L'épidote se présente sous forme de veines/veinules parfois à l'intérieur de zones minéralisées comme à l'indice Yo, mais aussi à l'extérieur de ces zones. Le recoupement d'une veine de quartz-molybdénite par une veinule d'épidote montre que celle-ci est clairement postérieure à la minéralisation (figure 4.9d).

4.5.2 Étude de lames minces

La plupart des lames minces du granitoïde de Tilly observées, notamment celles des zones minéralisées, présentent des évidences d'altération hydrothermale. L'altération hydrothermale se manifeste soit de façon pervasive soit en lien avec des veines/veinules. L'altération pervasive se traduit par une séricitisation des plagioclases et la présence de minéraux intergranulaires d'altération comme le microcline et le quartz. Les veinules d'altération représentent essentiellement l'altération potassique. On distingue les veinules de biotite-quartz (figure 4.10a) et les veinules de quartz-microcline (figure 4.10b).

Trois assemblages minéralogiques ont été distingués : (1) l'assemblage à séricite-muscovite-quartz \pm pyrite (figures 4.10b, 4.10c et 4.10d) qui représente l'altération

phylliteuse; (2) l'assemblage à quartz-microcline \pm biotite (figures 4.10b, 4.10e et 4.10f) qui représente l'altération potassique; et (3) l'assemblage à biotite-quartz (figure 4.10a) qui représente aussi l'altération potassique.

Sur l'ensemble des lames observées, l'altération potassique est postérieure à l'altération phylliteuse. On observe ainsi des veinules potassiques recoupant des plagioclases altérés en séricite (figures 4.10a et 4.10b) ou bien des microclines intergranulaires entourant des plagioclases séricitisés (figure 4.10c et 4.10d). De plus les microclines sont très frais ce qui implique qu'il n'y a pas eu de phase phylliteuse postérieure.

4.6 Résumé du chapitre

Les minéralisations de la propriété Tilly s'étendent sur une superficie de 16 km² et sont exclusivement encaissées par le granitoïde de Tilly et les intrusions porphyriques de type QFP blanc. Elles présentent une association métallique à Mo-Cu \pm Au où la molybdénite est nettement le sulfure le plus abondant. Les observations de terrain ont permis de distinguer cinq styles différents de minéralisation : (1) les brèches hydrothermales qui pourraient représenter des carapaces siliceuses à l'apex d'intrusions riches en fluides; (2) les réseaux de veines/veinules de type stockwerk ; (3) les minéralisations disséminées; (4) les minéralisations associées aux roches porphyriques; et (5) les veines de quartz-molybdénite isolées. Les roches porphyriques de type QFP blanc contiennent des minéralisations primaires disséminées et sont recoupées par des veines de quartz-molybdénite. Ces observations indiquent que l'événement minéralisateur associé aux roches porphyriques s'est effectué en au moins deux pulses. Ces recoupements sont souvent observés dans les gisements porphyriques (voir la section discussion à ce sujet).

En lame mince, la minéralisation se compose de molybdénite, chalcopryrite, pyrite, sphalérite, bornite et pyrrhotite. On observe aussi des minéraux supergènes comme la digénite, la covellite, la malachite et des oxydes de fer. Les analyses au MEB ont aussi révélées la présence de bismuthinite, bismuth natif, tellure de bismuth et de tellure d'argent intimement associés à la molybdénite.

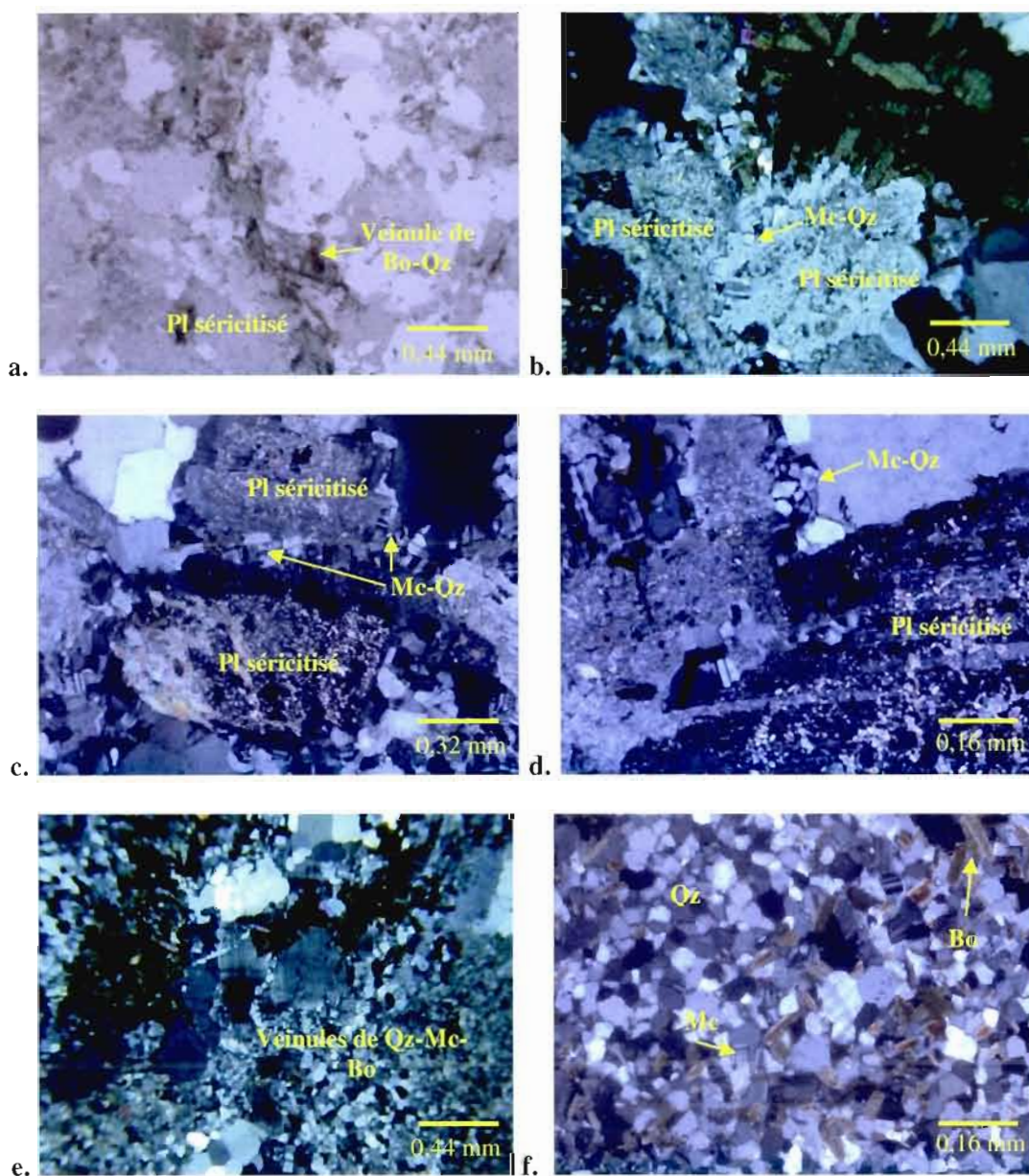


Figure 4.10 : **a.** Vue en lumière transmise naturelle d'une veinule de biotite-quartz recoupant le granitoïde de Tilly. **b.** Vue en lumière transmise nicols croisés d'une plage de plagioclase séricitisé recoupée par une veinule de quartz-microcline. **c.** Vue en lumière transmise nicols croisés de microcline intergranulaire entourant des plagioclases séricitisés. **d.** Vue en lumière transmise nicols croisés de microcline intergranulaire entourant un plagioclase séricitisé maclé polysynthétique. **e.** Vue en lumière transmise nicols croisés d'une veinule potassique recoupant une roche grenue. **f.** Vue en lumière transmise nicols croisés de la veinule potassique de la photo précédente.

L'étude des lames minces conclue que les minéralisations en Mo, Cu, Zn, Bi et Ag (plus vraisemblablement Au) sont synchrones et qu'une altération supergène tardive a été superposée.

Les minéralisations sont associées à des minéraux secondaires caractéristiques des altérations hydrothermales. On distingue : (1) les phases minéralisées associées aux plages de séricite-muscovite-quartz qui représentent l'altération phylliteuse; (2) les phases minéralisées associées aux plages de quartz-microcline-biotite qui représentent l'altération potassique; (3) les phases minéralisées associées aux plages de biotite-quartz qui représentent aussi l'altération potassique. Des veinules d'altération potassique sont aussi présentes. Sur l'ensemble des lames observées, ces veinules recoupent l'altération phylliteuse. L'unique faciès affecté par ces altérations est le granitoïde de Tilly. Sur le terrain, les altérations hydrothermales sont difficilement reconnaissables alors qu'elles sont facilement visibles en lame mince. Les observations de terrains ainsi que l'étude de lame mince ne montrent pas d'évidences qu'il existe une zonalité des altérations hydrothermales.

CHAPITRE V

DATATION DE LA MINÉRALISATION PAR LE SYSTÈME RE-OS SUR MOLYBDÉNITE

Ce chapitre, qui porte sur la datation de la minéralisation, est extrait des rapports des cours de méthodologie SCT-7201 et SCT-7202 réalisés sous la supervision du Dr André Poirier, professeur-associé au GEOTOP-UQAM. Il comprend deux parties. La première explique la méthodologie qui a été appliquée dans cette étude et la seconde présente les résultats obtenus pour les minéralisations en molybdénite de Tilly. Des tests de calibration ont été effectués au cours de cette étude et sont disponibles à l'annexe 5.

5.1 Description de la méthode

La datation Re-Os sur molybdénite est une méthode permettant de dater directement la minéralisation dans les systèmes magmatiques-hydrothermaux. Cette méthode est de plus en plus utilisée et présente l'avantage de résister au métamorphisme de haut grade, au métasomatisme et à la déformation (Stein et al., 1998a, 2001). Les âges obtenus dans les systèmes porphyriques ont souvent été comparés avec les âges U-Pb sur zircons et l'on note une bonne corrélation (Stein et al., 2001; Zimmerman et al., 2008).

5.1.1 Le système Re-Os : la particularité de la molybdénite

Le rhénium comprend deux isotopes, soit le ^{185}Re qui est stable et le ^{187}Re , l'isotope le plus abondant, qui est radioactif. Le ^{187}Re se désintègre en ^{187}Os selon la constante de

désintégration $\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ ans}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996) et il possède une demi-vie de 42,3 Ga (Lindner et al., 1989). Le système Re-Os permet donc de dater des minéralisations très anciennes, comme c'est souvent le cas dans le bouclier canadien.

La molybdénite a comme particularité d'incorporer du rhénium au cours de sa cristallisation (entre 1 et 10 000 ppm) et sa teneur en osmium initial est nulle. L'osmium mesuré dans les échantillons provient donc uniquement de la désintégration du ^{187}Re . L'âge se calcule directement par la loi de décroissance radioactive et la mesure des teneurs en ^{187}Re et ^{187}Os d'un seul échantillon suffit théoriquement à déterminer l'âge de fermeture du système.

Il est important de noter que le rhénium est contenu dans la structure cristalline de la molybdénite et y reste piégé. Une perte en rhénium est donc très peu probable alors que lessivage de l'osmium est envisageable. Il est donc quasiment impossible de vieillir un âge Re-Os sur molybdénite alors que le rajeunissement est possible.

5.1.2 Principe de dilution isotopique

Le principe de dilution isotopique permet de calculer des concentrations élémentaires à partir des rapports isotopiques mesurés. Pour cela, on utilise une solution enrichie artificiellement en un isotope appelée « *spike* » (enrichissement en ^{190}Os dans notre cas) dont on connaît les rapports isotopiques et les concentrations. Ces rapports sont différents des rapports naturels.

Pour connaître les rapports isotopiques (X_i) d'un échantillon, on lui ajoute une quantité de *spike* pesée. Il faut ensuite mettre en solution tout le rhénium et l'osmium de l'échantillon afin que les rapports isotopiques du mélange *spike*+échantillon soient homogènes au niveau isotopique :

$$X (\text{mélange}) = X (\text{spike}) + X (\text{échantillon})$$

On mesure ensuite les rapports isotopiques du mélange ($X (\text{mélange})$) par spectrométrie de masse. On connaît les rapports isotopiques du *spike* ($X (\text{spike})$) et de

l'échantillon. Par la suite, connaissant le poids et les concentrations élémentaires du *spike*, on peut calculer les concentrations élémentaires de l'échantillon.

5.1.3 Dosage du *spike*

Une quantité optimale de *spike* est nécessaire afin d'obtenir des résultats analytiques satisfaisants. Cette quantité est fonction de la concentration de l'échantillon et du *spike*, de leur quantité ainsi que de leurs rapports isotopiques. Le *spike* utilisé ici est un *spike* mixte, c'est-à-dire qu'il sert à la fois à la mesure du rhénium et de l'osmium. Pour connaître la quantité optimale de *spike* à ajouter, la méthode habituellement utilisée est le calcul du rapport r pour lequel l'amplification d'erreur gamma est minimale (Albarède, 1995) :

$$r = X(\text{spike}) - X(\text{mélange}) / X(\text{mélange}) - X(\text{échantillon})$$

Dans notre cas, l'échantillon de molybdénite ne possède pas de ^{190}Os et cette méthode n'est pas applicable. Nous avons donc utilisé une méthode indirecte qui consiste à obtenir un rapport $^{190}\text{Os}(\text{spike}) / ^{187}\text{Os}(\text{échantillon})$ autour de 1 :

$$X(\text{mélange}) = ^{190}\text{Os}/^{187}\text{Os} = 1$$

En effet les analyses au spectromètre de masse N-TIMS sont plus précises pour les rapports unitaires. Si le rapport est trop petit le signal est faible, s'il est trop grand on sature les récepteurs.

5.1.4 Préparation des échantillons

L'étude de Stein et al. (1998b) a démontré que les datations d'un seul cristal de molybdénite ne sont souvent pas reproductibles. En effet, les analyses spectrométriques par

ablation laser (LA-ICP-MS) ont mis en évidence un découplage possible entre le ^{187}Re et le ^{187}Os au sein d'un même cristal. Il est donc nécessaire durant l'échantillonnage de broyer finement plusieurs cristaux de molybdénite et d'homogénéiser l'échantillon afin que les résultats soient fiables et reproductibles. Une quantité minimale de molybdénite à analyser est aussi nécessaire pour palier au découplage entre le ^{187}Re et le ^{187}Os . Cette quantité minimale est de l'ordre de 50 mg (Stein et al., 2001).

L'extraction de la molybdénite à partir de la roche se fait à l'aide d'un Dremel et d'un foré (bite) en diamant afin d'éviter les contaminations. En effet, l'échantillon ne doit pas être en contact avec des matériaux en carbure de tungstène qui contiennent couramment du rhénium en impureté et contamineraient de façon significative l'échantillon (lame des scies à roche, foré de drill classique, broyeur à mâchoire).

Il est important que les flocons de molybdénite soient finement broyés (environ 200 microns) afin que l'échantillon soit le plus homogène possible. Deux séries d'analyses avec des granulométries différentes ont été effectuées sur les molybdénites de Tilly, et les résultats les plus satisfaisants ont été obtenus pour la granulométrie la plus fine.

Il se peut durant l'échantillonnage que des silicates soient incorporés. La contamination par les silicates provoque simplement une dilution des concentrations absolues car leurs teneurs en rhénium et osmium sont très faibles comparativement à la molybdénite (picogramme vs. microgramme). Une concentration de silicates inférieure à 5% est toutefois souhaitable (Stein et al., 2001).

5.1.5 Protocole analytique de l'extraction de l'osmium

La première étape consiste en une digestion acide dans un tube Carius. Cette méthode a été décrite par Shirey et Walker (1995). Les objectifs de cette étape sont : (1) mettre la molybdénite en solution par une attaque à l'eau régale inverse (2ml HCl 8N et 4 ml HNO_3 14N) ; (2) homogénéiser les rapports isotopiques de l'échantillon et du *spike*.

Pour cela, on introduit la quantité optimale de *spike* (ici 0,3 g) dans le tube Carius et on y ajoute environ 60 mg de l'échantillon de molybdénite finement broyé (figure 5.1a). On plonge ensuite le tube dans un mélange d'azote liquide et d'éthanol ($T = -120^\circ\text{C}$). On le laisse

geler puis on ajoute 2 ml de HCl. On attend que le HCl gèle puis on ajoute les 4 ml de HNO_3^- . Le fait de geler les acides et l'échantillon permet d'inhiber la réaction jusqu'au scellage du tube. Le tube est scellé à l'aide d'une torche au gaz et au dioxygène (figure 5.1b).

Le tube Carius est ensuite placé dans un four à 240°C pour au moins 24 heures. Cela permet de dissoudre complètement la molybdénite et d'homogénéiser les rapports isotopiques du *spike* et de l'échantillon. L'homogénéisation est un facteur clé pour obtenir une analyse fiable et reproductible. La digestion acide dans un tube Carius permet de mettre en solution pratiquement toutes les phases contenant de l'osmium. Une étude réalisée par Meisel et al. (2003) a démontré que la méthode de digestion dans un tube Carius donne des résultats satisfaisants pour le couple Re-Os.

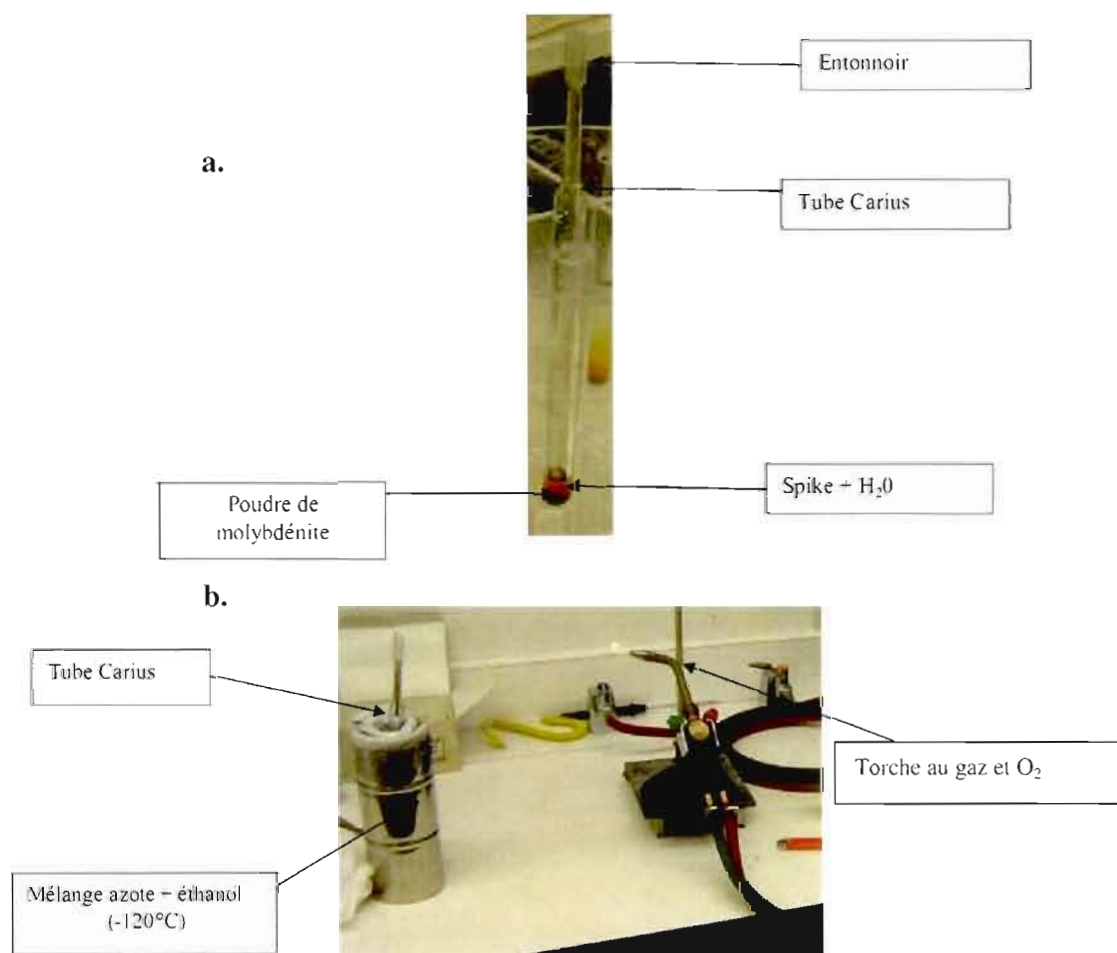


Figure 5.1: a. Photographie d'un tube Carius. b. Photographie du dispositif de digestion acide et de scellage d'un tube Carius.

La deuxième et la troisième étape consistent à ouvrir le tube Carius et à procéder à la séparation mécanique de l'osmium et du rhénium. La majorité des étapes de séparation de l'osmium ont été décrites par Birck et al. (1997).

L'osmium et le rhénium sont désormais homogènes au niveau isotopique. L'étape qui suit consiste à sortir l'échantillon du tube Carius qui est sous pression due aux gaz générés par la réaction. Pour cela on plonge le tube dans un mélange azote liquide + éthanol jusqu'à qu'il gèle entièrement. La pression une fois abaissée, on procède au dégazage en perçant l'embout avec la flamme. Les gaz en surpression sont alors libérés et on peut ouvrir le tube en toute sécurité. Pour cela on effectue une incision sur le tube avec un diamant puis on le fait chauffer brusquement à l'aide de la torche, le verre va se casser selon ce même plan de faiblesse.

On extrait l'échantillon que l'on verse dans un bécher en téflon. On y ajoute 1 ml de brome liquide (préalablement purifié). L'osmium gazeux (OsO_4) est soluble dans le brome liquide alors que le rhénium va préférer la phase aqueuse. Cela va avoir pour conséquence de confiner l'osmium à la phase bromique. Pour accélérer la réaction de séparation on chauffe le bécher hermétiquement fermé pendant une heure à environ 60°C .

On refroidit ensuite le bécher avec de la glace pendant dix minutes afin de minimiser la pression de vapeur du brome liquide. L'osmium est maintenant en solution dans la phase de brome liquide et le rhénium dans la phase aqueuse. La différence de densité entre les deux phases et leur immiscibilité permet une séparation mécanique complète. Cette étape consiste à récupérer la phase bromique à l'aide d'une pipette (figure 5.2). On transvase ensuite la phase bromique dans un bécher 7 ml en téflon contenant 1-2 ml d'eau froide Milli-Q. L'eau sert à limiter l'évaporation du brome liquide $\text{Br}_2(\text{l})$ et à capturer les microgouttes de phases aqueuses restantes. Une fois le brome liquide transféré et la gouttelette d'eau extraite, on ajoute dans le bécher 20 gouttes d'acide bromhydrique (HBr) en excès (environ 0,5 ml). Cela va réduire l'osmium ($\text{Os}^{\text{VIII}+}$ à $\text{Os}^{\text{IV}+}$) en formant un complexe OsBr_6 non volatile. On évite ainsi la perte d'osmium sous forme gazeuse ($\text{OsO}_{4(\text{g})}$).

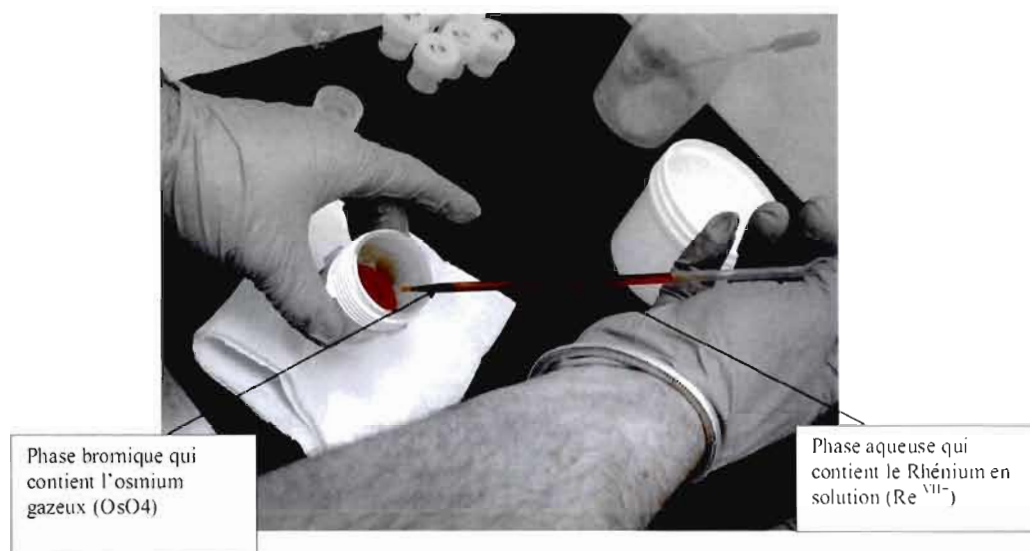


Figure 5.2: Photographie de la séparation de l'osmium et du rhénium.

La quatrième étape consiste à évaporer le brome liquide afin de minimiser la quantité de solution et pouvoir procéder à la microdistillation. Pour cela on évapore la solution en la chauffant à 60°C jusqu'à ce qu'il ne reste qu'une petite goutte incolore et que tout le $\text{Br}_2(\text{l})$ ait disparut. Il est important de bien espacer les bécher sur la plaque chauffante et de ne pas dépasser les 60°C pour éviter la contamination de bécher à bécher.

La cinquième étape consiste à purifier l'osmium : c'est la microdistillation. On reprend la goutte de l'étape 4 et on l'évapore à sec dans le bas d'un bécher conique. On attaque ensuite le résidu qui contient tout l'osmium avec du chrome hexavalant (CrO_3) en solution dans de l'acide sulfurique, qui est un puissant oxydant. On referme rapidement le bécher conique où l'on a préalablement disposé une microgoutte d' HBr ($5\ \mu\text{l}$) tenant par capillarité au sommet du cône (figure 5.3). On enveloppe le bécher conique de papier aluminium afin que la condensation s'effectue bien au sommet, puis on fait chauffer à environ 80°C pendant 3 heures.

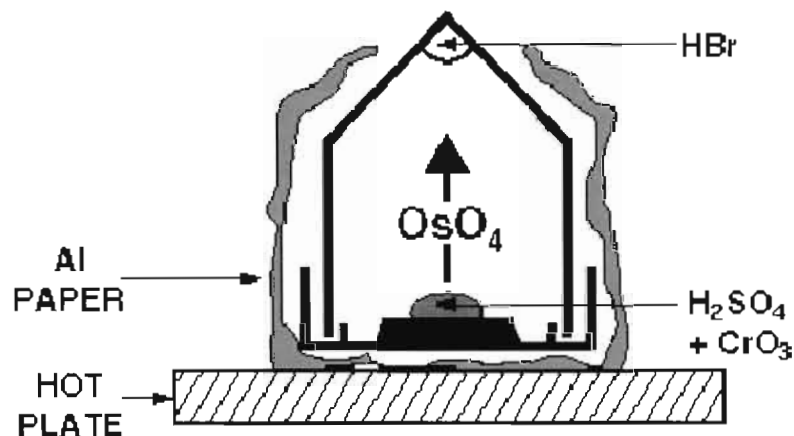


Figure 5.3: Schéma de la microdistillation de l'Osmium (tiré de Birck et al., 1997)

Le chrome va oxyder l'osmium qui reprendra sa forme gazeuse ($\text{OsO}_{4(g)}$) et se concentrera dans le haut du bécher. Il sera alors réduit par la goutte de HBr. En ouvrant le bécher conique, si le chrome hexavalent n'est pas totalement vert (couleur du chrome réduit) c'est qu'il était présent en excès et que la réaction d'oxydation de l'osmium a été totale. Si ce n'est pas le cas il faut alors reprendre cette étape.

La goutte de HBr contient désormais tout l'osmium, on l'évapore un peu afin d'obtenir une microgouttelette de 1-2 μl pouvant être déposée sur le filament pour l'analyse au spectromètre de masse.

5.1.6 Mesure des rapports isotopiques de l'osmium par spectrométrie de masse à ionisation thermique en mode négatif (N-TIMS)

On utilise pour la mesure des rapports isotopiques de l'osmium un spectromètre à ionisation thermique (N-TIMS), en mode négatif (figure 5.4). Il est impératif de changer le mode au moins 24 h à l'avance pour que l'électroaimant se stabilise. Ce spectromètre utilise généralement des filaments de rhénium pour les analyses de Sr, Nd, Pb, mais dans notre cas

pour éviter les interférences avec le ^{187}Re , on utilise des filaments en platine pur à 99,99 % (Poirier, 2001).

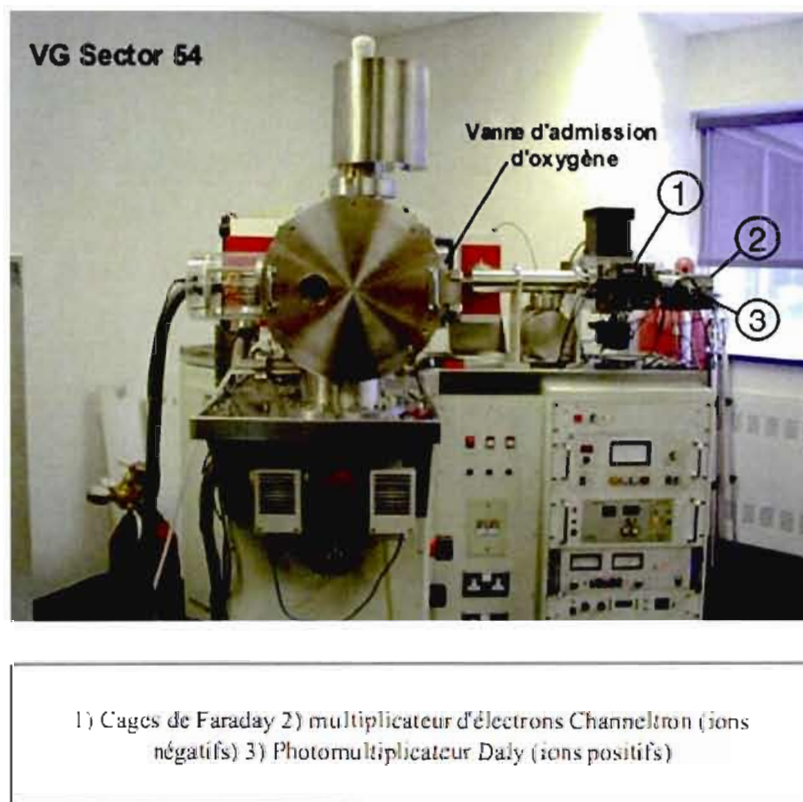


Figure 5.4: Photographie du spectromètre N-TIMS (tiré de Poirier, 2001).

Pour charger les échantillons, il faut d'abord nettoyer les supports de filaments afin que la connexion se fasse bien. Puis on place le filament de platine sur le support et on le soude. On procède ensuite au dégazage du filament en le chauffant à 700°C deux fois une minute. On reprend la microgoutellette de l'étape 5 que l'on pipette puis que l'on dispose sur le filament chaud pour qu'elle s'évapore. Cette étape s'effectue sous une hotte à filtre HEPA à l'aide d'un binoculaire. On ajoute sur le dépôt une microgoutte de solution de soude saturée en $\text{Ba}(\text{OH})_2$. L'échantillon est désormais prêt à être analysé.

5.1.7 Protocole analytique de purification du rhénium

On récupère la phase aqueuse de l'étape 3 puis on l'évapore à sec. On remet ensuite le résidu en solution avec de l'acide nitrique à 0,8 N.

On dispose ensuite une résine échangeuse d'ion AGIX8 dans des colonnes en plastique (figure 5.5). La résine échangeuse d'ion retient le rhénium pour des concentrations en acide nitrique inférieures ou égales à 0,8N et le laisse passer entièrement pour des concentrations en acide nitrique supérieures ou égales à 8N. La première étape est de laver la résine et les colonnes avec 5 ml d'acide nitrique de concentration 8N. On répète cette opération 3 fois afin d'éliminer toute contamination. Puis on laisse passer 2 ml d'acide nitrique à 0,8 N pour abaisser l'acidité et ne pas perdre le rhénium des échantillons que nous allons introduire. On introduit ensuite les échantillons, puis on les purifie en laissant passer par 2 fois de l'acide nitrique à 0,8N (le rhénium reste piégé alors que les autres ions sont lessivés). Enfin pour finir on dispose des béchers en bas des colonnes et l'on verse 5 ml d'acide nitrique à 8N que l'on récupère. La solution de rhénium est désormais purifiée. Les échantillons sont ensuite évaporés à sec. Ils seront remis en solution avec de l'acide nitrique 2 % avant l'analyse au spectromètre ICP-MS.

5.1.8 Traitement des données

Nous connaissons désormais les rapports isotopiques de nos échantillons. Cela va nous permettre de calculer les teneurs en ^{187}Os et ^{187}Re en utilisant les formules suivantes :

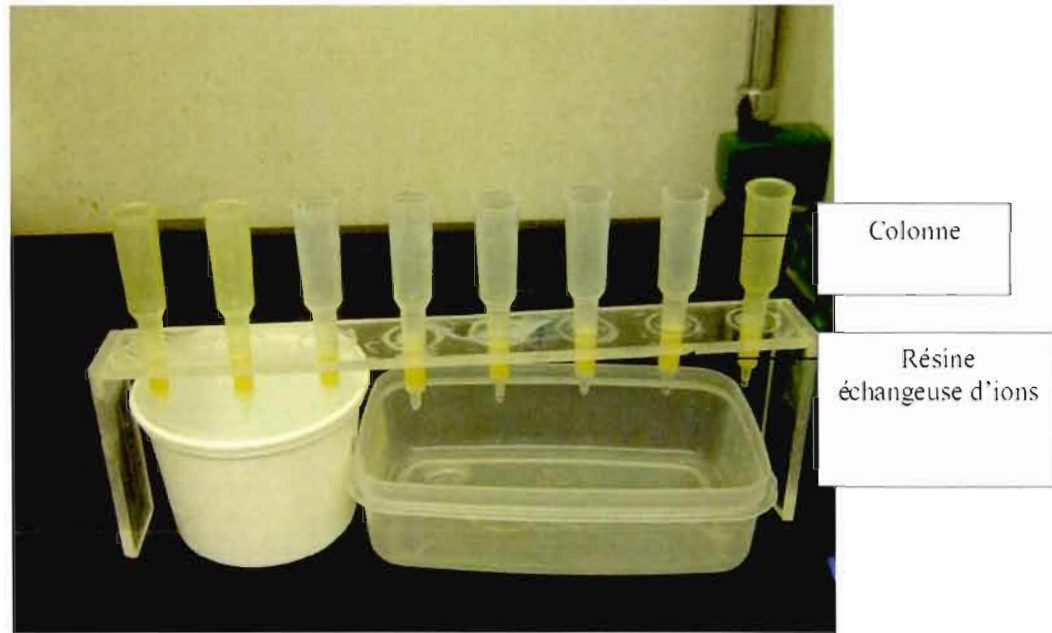


Figure 5.5 : Photographie du dispositif de purification du rhénium.

$$^{190}\text{Os}_{\text{sp}} = \text{masse spike} * [^{190}\text{Os}]_{\text{sp}}$$

$$[^{187}\text{Os}]_{\text{éch}} = ((^{190}\text{Os}_{\text{sp}} * (^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os})_{\text{m}} / 186,995)) / \text{poids échantillon}$$

Pour le Re on applique la méthode classique de dilution isotopique :

$$r = ((^{187}\text{Re} / \text{N } ^{185}\text{Re})_{\text{sp}} - (^{187}\text{Re} / \text{N } ^{185}\text{Re})_{\text{m}}) / ((^{187}\text{Re} / \text{N } ^{185}\text{Re})_{\text{m}} - (^{187}\text{Re} / \text{N } ^{185}\text{Re})_{\text{éch}})$$

$$\text{avec : } r = \text{N } ^{187}\text{Re}_{\text{éch}} / \text{N } ^{187}\text{Re}_{\text{sp}} \text{ et } ^{187}\text{Re}_{\text{sp}} = \text{masse spike} * [^{187}\text{Re}]_{\text{sp}}$$

On obtient donc :

$$[^{187}\text{Re}]_{\text{éch}} = r * \text{masse spike} * [^{187}\text{Re}]_{\text{sp}}$$

L'âge s'obtient ensuite directement à partir de l'équation suivante :

$$^{187}\text{Os}^* = ^{187}\text{Re} (e^{\lambda t} - 1)$$

Où $\lambda = 1,666 \times 10^{-11} \text{ ans}^{-1}$, c'est la constante de désintégration définie par Smoliar et al. (1996) et t = le temps en années.

Un échantillon nous donne l'âge, mais pour vérifier la cohérence de nos analyses on utilise une isochrone (figure 5.6). Si nos analyses sont fiables, les différentes analyses doivent s'aligner sur une droite : l'isochrone. Celle-ci doit passer le plus proche de zéro car la concentration initiale en osmium est nulle. Le coefficient de corrélation linéaire de la droite R doit être proche de 1 et le MSWD doit être le plus faible possible.

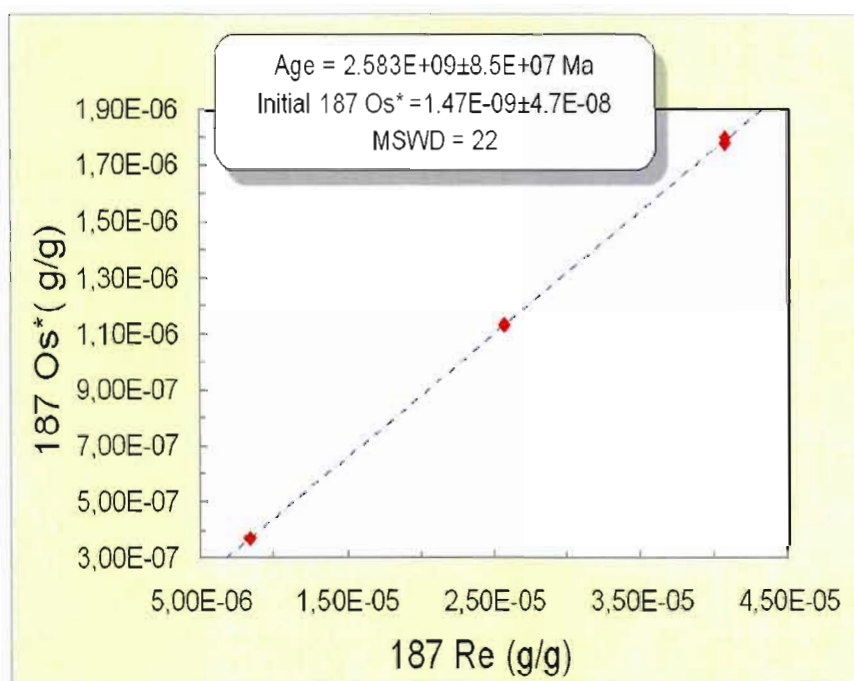


Figure 5.6 : Exemple d'isochrone Re-Os.

5.2 Résultats obtenus pour Tilly

Deux séries de datation Re-Os sur la molybdénite de Tilly ont été effectuées au GEOTOP par l'auteur sous la supervision du Dr André Poirier. La première série d'analyses a été effectuée sur des grains grossiers (figure 5.7a) et la deuxième sur des grains finement broyés (figure 5.7b).

L'étude de Stein et al. (2001) met en avant que la granulométrie de l'échantillon joue un rôle essentiel dans la fiabilité et la reproductibilité de l'analyse. Cela permet en effet de mieux homogénéiser l'échantillon et ainsi limiter le découplage Re-Os (Stein et al., 1998b). Les résultats de la série 2 sont donc de ce fait de meilleure qualité.

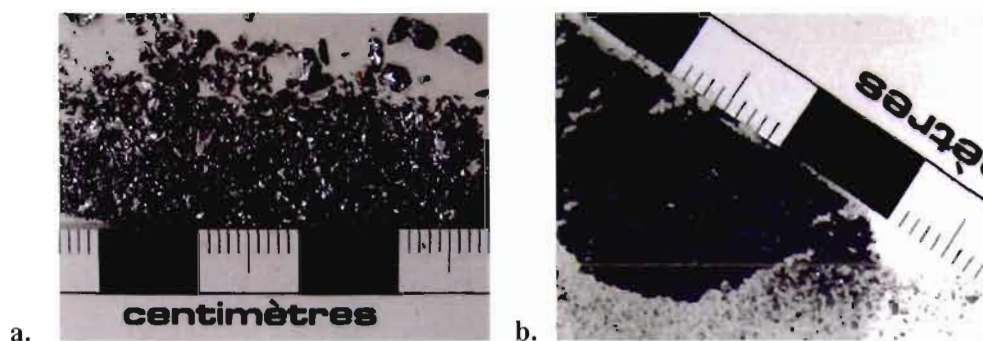


Figure 5.7: a. Photographie montrant la granulométrie de la molybdénite pour les datations de la série 1. b. Photographie montrant la granulométrie de la molybdénite pour les datations de la série 2.

5.2.1 Série 1

Une série de quatre analyses a été effectuées au cours de la session d'hiver 2009. Ces analyses ont été faites sur des grains grossiers de molybdénite pour éviter la contamination que pourrait apporter les minéraux silicatés. Les échantillons choisis proviennent d'indices minéralisés espacés parfois de plusieurs kilomètres (figure 5.8). Sur le tableau 5.3 sont reportés les concentrations en ^{187}Re et ^{187}Os , les âges et les erreurs obtenus pour chacun des échantillons de la série 1.

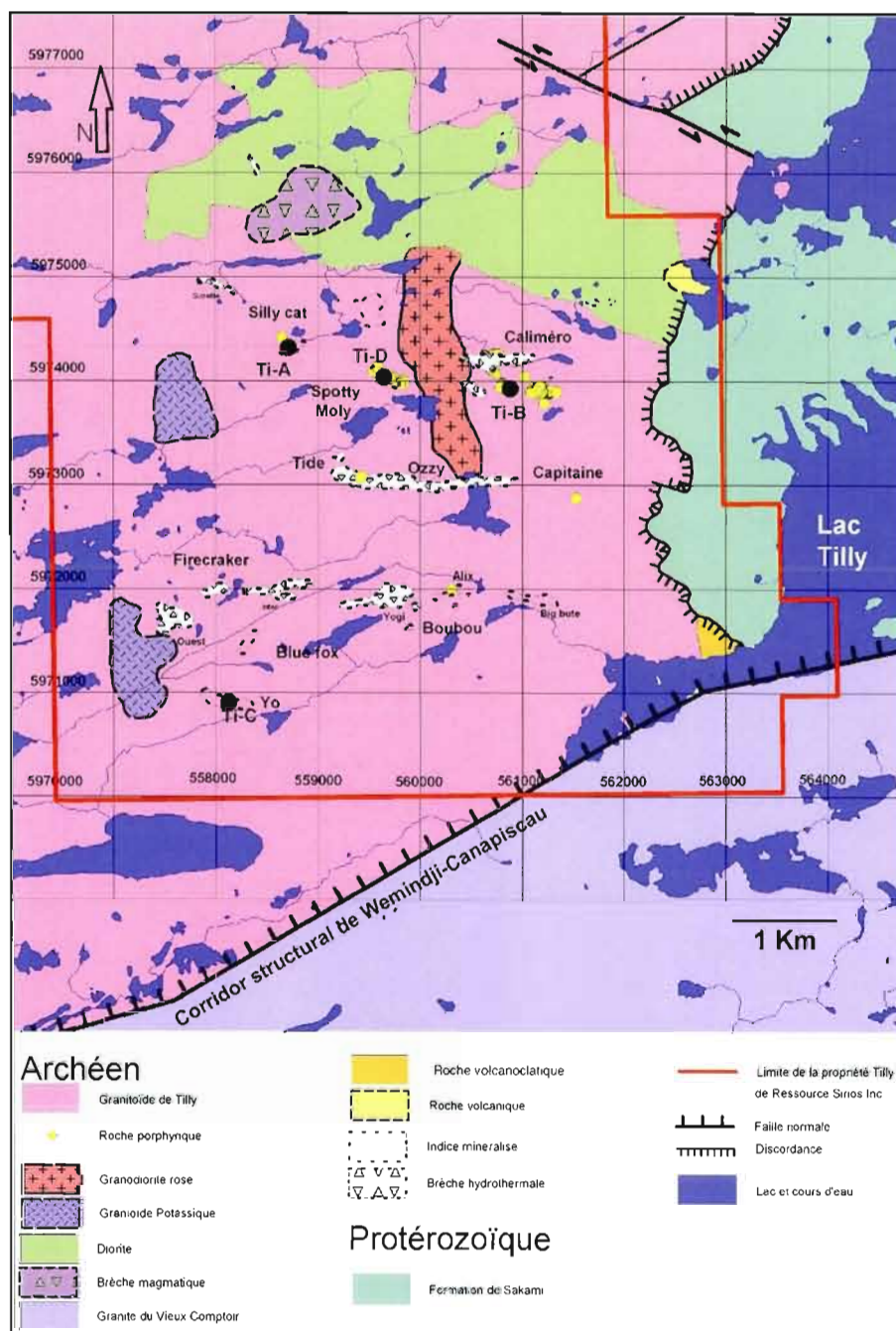


Figure 5.8 : localisation des échantillons de la série 1 (UTM Nad 83 zone 18).

Tableau 5.1 : Résultats des âges Re-Os de la série 1.

	^{187}Re (g/g)	$^{187}\text{Os}^*$ (g/g)	Age (Ma)	Erreur (Ma)
Tilly A	3.7261E-05	1.64675E-06	2595,8	9,29
Tilly B	4,7664E-05	2,16682E-06	2668,5	9,08
Tilly C	2,9859E-05	1,32663E-06	2609,3	9,92
Tilly D	2.9403E-05	1,22986E-06	2459,5	10,5

La moyenne des âges obtenus pour la série 1 est de 2585 Ma avec un écart type de 88,9 Ma. Si on enlève l'âge obtenu pour l'échantillon Tilly-D, la moyenne de la série 1 est de 2627 Ma avec un écart type de 38 Ma. La droite de tendance de la série 1 (figure 5.9a) montre que l'analyse Tilly-D ne se corrèle pas bien avec les trois autres, elle n'a donc pas été prise en compte pour le calcul de l'isochrone (figure 5.9b). L'âge de l'isochrone est de 2636 Ma, cette valeur est proche de la moyenne de la série en excluant Tilly-D.

5.2.2 Série 2

Les analyses de la série 2 ont été faites en 2010 sur des grains de molybdénite finement broyés pour arriver à une granulométrie d'environ 200 microns. Les échantillons choisis proviennent d'indices minéralisés espacés parfois de plusieurs kilomètres (figure 5.10).

Sur le tableau 5.2 sont reportés les concentrations en ^{187}Re et ^{187}Os , les âges et les erreurs obtenus pour chacun des échantillons. En considérant tout les âges de la série 2 on obtient une moyenne de 2570 Ma avec un écart type de 258 Ma. Si on enlève les valeurs obtenues pour « Fire 1 », « Calimero » et « Yo 2 » on obtient une moyenne de 2722 Ma avec un écart type de 11 Ma.

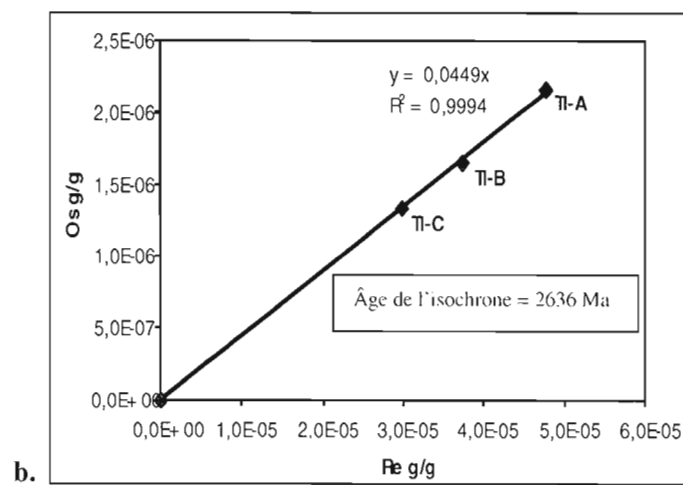
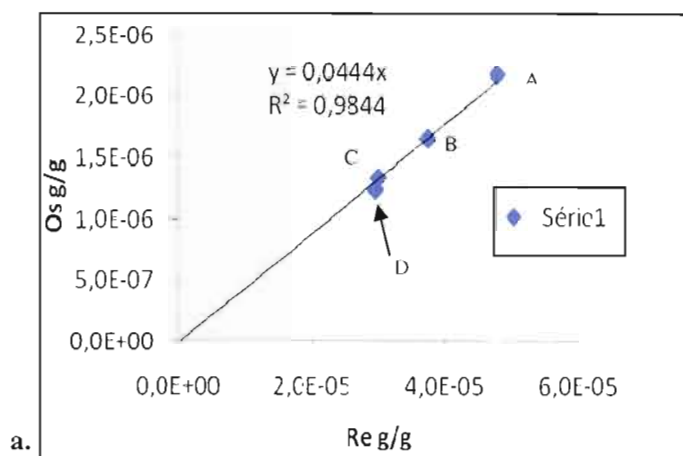


Figure 5.9: a. Diagramme des concentrations ^{187}Os - ^{187}Re . b. Isochrone de la série 1.

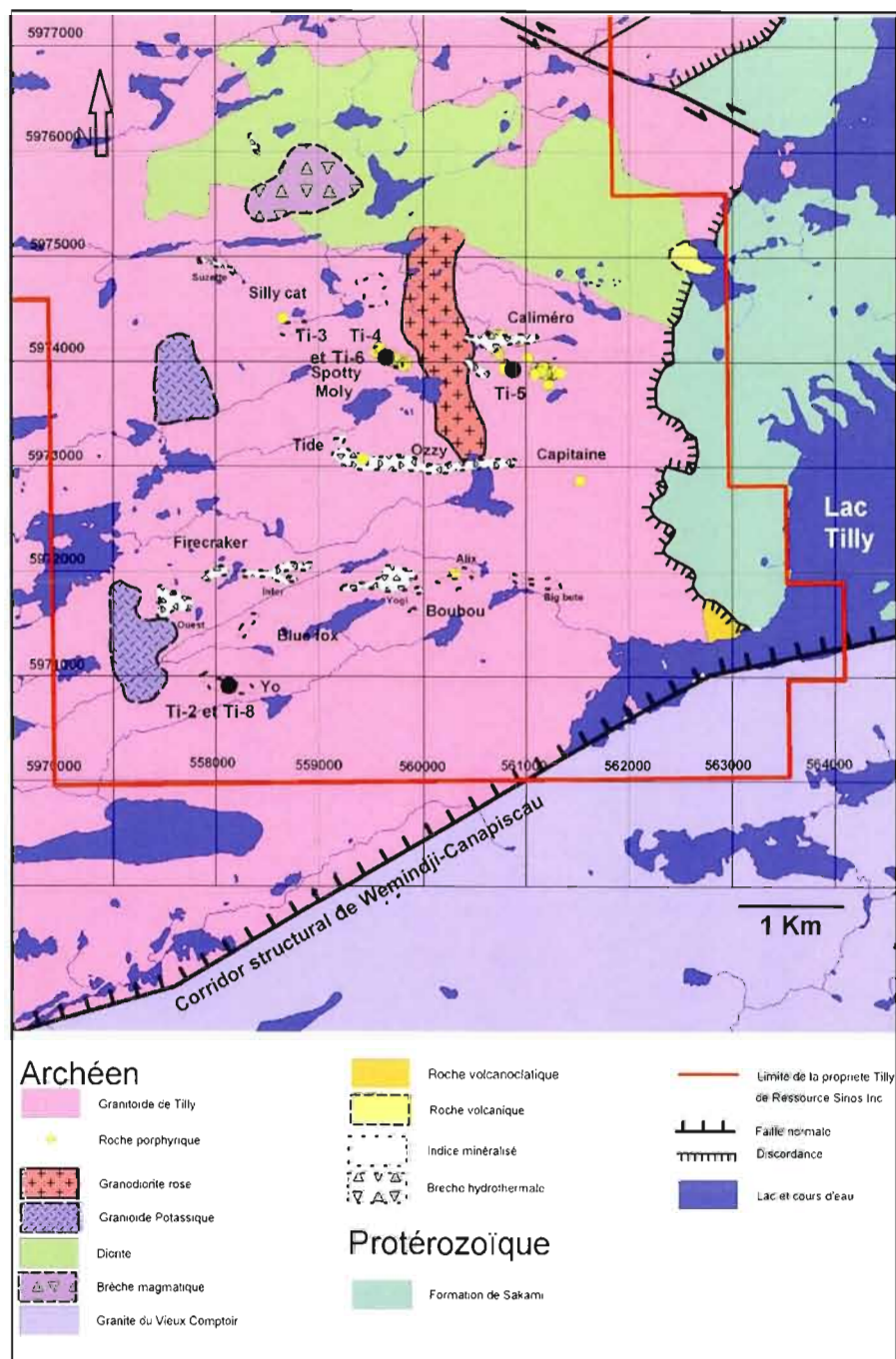


Figure 5.10 : Localisation des échantillons de la série 2 (UTM Nad 83 zone 18).

Tableau 5.2 : Résultats des analyses de la série 2.

	¹⁸⁷ Re (g/g)	¹⁸⁷ Os* (g/g)	Age (Ma)	Erreur (Ma)
fire 1(Ti-1)	2,36E-05	8,78E-07	2191	5,41
Yo 1 (Ti-2)	8,04E-06	3,74E-07	2731	8,04
Spotty 1 (Ti-3)	3,89E-05	1,79E-06	2705	7,63
Spotty 1 (Ti-6)	3,89E-05	1,81E-06	2732	7,06
Caliméro (Ti-5)	5,00E-05	2,25E-06	2638	7,16
Spotty 2 (Ti-4)	2,45E-05	1,14E-06	2716	9,50
YO 2 (Ti-8)	1,89E-05	6,80E-07	2121	5,71
YO Ibis (Ti-2)	8,04E-06	3,74E-07	2727	8,03

5.2.3 Tentative de calibrage du *spike* à partir du standard de Henderson

Le Dr André Poirier a effectué une série de datations sur la molybdénite du porphyre de Henderson au Colorado. L'objectif était de calibrer le *spike* utilisé pour les datations de la molybdénite de Tilly avec un standard reconnu. Cependant l'âge du porphyre de Henderson admis est de $27,656 \pm 0,022$ Ma et l'écart d'âge avec le système de Tilly n'a pas permis d'effectuer un calibrage acceptable. Le standard de Henderson ne semble donc pas adapté pour les âges archéens. Les résultats de ce calibrage ainsi qu'une interprétation alternative à celle présentée dans ce chapitre sont disponibles en annexe 5.

5.2.4 Corrélation avec les datations U/Pb sur zircons

Le granitoïde de Tilly est l'encaissant de la minéralisation et sur tous les affleurements rencontrés, celle-ci le recoupe où y est disséminée. On en déduit que l'âge Re-Os sur molybdénite doit être plus jeune que 2745,8 Ma, c'est la limite inférieure.

Les dykes porphyriques sont plausiblement liés à la minéralisation. Leur mise en place est supposée synchrone à celle-ci. On en déduit donc que l'âge Re-Os le plus proche de 2740,3 Ma sera le moins perturbé.

La granodiorite rose est stérile et n'est recoupée par aucune veine de quartz. Elle est donc post-hydrothermalisme et post-minéralisation. On en déduit donc que l'âge Re-Os devrait être plus vieux que 2710,2 Ma, c'est la limite supérieure.

5.2.5 Interprétation de la série 2

Les résultats des échantillons Fire 1, Yo 2 et Caliméro ont été mis de côté du fait de leur écart important avec la moyenne. Ces âges pourraient être interprétés comme une perte d'osmium non-homogène sur la propriété. La moyenne de la série à considérer est donc 2722 Ma avec un écart type de 11 Ma.

Les molybdénites de Tilly semblent avoir subi une perte mineure d'osmium. Cela a comme effet de rajeunir les âges obtenus. L'âge le plus fiable est théoriquement le plus vieux car c'est celui qui a perdu le moins d'osmium. Il correspond ici à l'âge de l'échantillon Spotty I de $2732 \pm 7,06$ Ma obtenu sur un échantillon de l'indice Spotty-Moly. On remarque qu'aucun âge ne dépasse la limite de 2746 Ma. Ces données présentent une bonne corrélation avec les âges U-Pb sur zircon et cela confirme que la ou les intrusion(s) responsable(s) de la minéralisation à Tilly appartient/appartiennent à la suite intrusive composée du granitoïde de Tilly et des roches porphyriques de type QFP blanc.

5.3 Résumé du chapitre

Deux séries d'analyses Re-Os ont été effectuées sur de la molybdénite provenant de différents indices minéralisés de la propriété Tilly. La série donnant les résultats les plus fiables est la série 2, puisque la molybdénite utilisée a été broyée plus finement. Le rhénium est contenu dans la structure cristalline de la molybdénite et y reste piégé. Une perte en rhénium est donc très peu probable alors qu'un lessivage de l'osmium est envisageable. Il est donc quasiment impossible de vieillir un âge Re-Os sur molybdénite alors que le rajeunissement est possible. La moyenne de la série 2 à considérer est de 2722 Ma avec un

écart type de 11 Ma. On note une bonne corrélation avec les âges U-Pb sur zircons pour le granitoïde de Tilly et le QFP blanc. Cela confirme que la ou les intrusion(s) responsable(s) de la minéralisation à Tilly appartient/appartiennent à la suite intrusive composée du granitoïde de Tilly et des roches porphyriques de type QFP blanc.

CHAPITRE VI

NATURE DES FLUIDES MINÉRALISATEURS

Ce chapitre porte sur la nature des fluides minéralisateurs telle que déterminée grâce à deux techniques, les inclusions fluides et les isotopes stables. L'étude sommaire d'inclusions fluides est présentée en 6.1 et a été effectuée par Boccar Diagana. Les résultats complets figurent en annexe 6. Les analyses d'isotopes d'oxygène de la section 6.2 ont été effectuées au « *Department of Geological Sciences and Geological Engineering* » de l'Université Queen's en Ontario.

6.1 Résumé de l'étude sommaire des inclusions fluides des brèches

hydrothermales

Une étude sur les inclusions fluides présentes dans le quartz des brèches hydrothermales de Tilly a été effectuée à l'Université McGill par Boccar Diagana. La mesure des changements de phase a été réalisée à l'aide d'une platine USGS. Malgré la controverse sur l'utilisation des inclusions fluides à l'Archéen, celles-ci n'ont été que peu affectées par le métamorphisme (faciès des schistes verts) et devraient être bien préservées. Trois types d'inclusions fluides ont été distingués dans cette étude : (1) les inclusions de type I qui sont constituées de trois phases à la température ambiante, CO₂ liquide, CO₂ vapeur et H₂O, et sont les plus abondantes; (2) les inclusions de type II qui sont constituées également de trois phases à la température ambiante; (3) les inclusions de Type III qui sont des inclusions hypersalines à halite. Ces dernières sont probablement primaires ou au moins très précoces par rapport aux inclusions fluides aquo-carboniques (figure 6.1). La présence d'inclusions fluides hypersalines est très fréquente dans les gisements porphyriques (White et al., 1981).

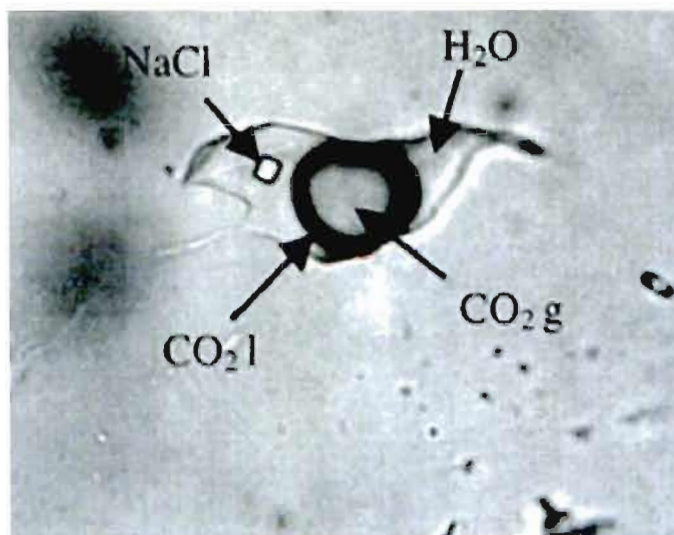


Figure 6.1: Photographie d'une inclusion fluide de type III.

6.2 Étude des isotopes de l'oxygène sur le quartz de Tilly

La composition isotopique en oxygène de quartz provenant de six échantillons minéralisés a été analysée. La séparation du quartz s'est faite à l'aide d'un binoculaire et les échantillons analysés sont purs à au moins 99%. Les résultats du $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ varient entre 8,3 et 10,6‰ (Tableau 6.1).

La composition isotopique calculée pour le fluide dépend fortement de la température utilisée (figure 6.2). À 200°C, on trouve des $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ négatifs, ce qui suggère par exemple un fluide météorique, alors qu'à 500°C, les compositions sont entre +6,1 et +8,4‰, ce qui suggère par exemple un fluide magmatique. À des températures intermédiaires, il pourrait s'agir d'un mélange de fluides. Dans la section suivante, on discute plus en détail de la composition isotopique et de l'origine possible d'un hypothétique fluide à 400°C pour Tilly, mais il n'existe pas pour l'instant d'indication claire sur la température du fluide minéralisateur.

Tableau 6.1: Résultats de l'analyse isotopique du quartz ($\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$) et calcul de la composition du fluide ($\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$) selon la formule de Clayton et al. (1989).

Échantillon	Type	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ 200°C (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ 300°C (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ 400°C (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ 500°C (‰)
Yo m	Veine	9,1	-2,6	2,2	5,1	6,9
CaLi	Veine	8,3	-3,4	1,4	4,3	6,1
Blu	Veine	9,3	-2,4	2,4	5,3	7,1
FIRE	Brèche hydrothermale	10,5	-1,2	3,7	6,5	8,3
Bou	Brèche hydrothermale	10,1	-1,6	3,2	6,1	7,9
Ti-137	Brèche hydrothermale	10,6	-1,1	3,8	6,6	8,4

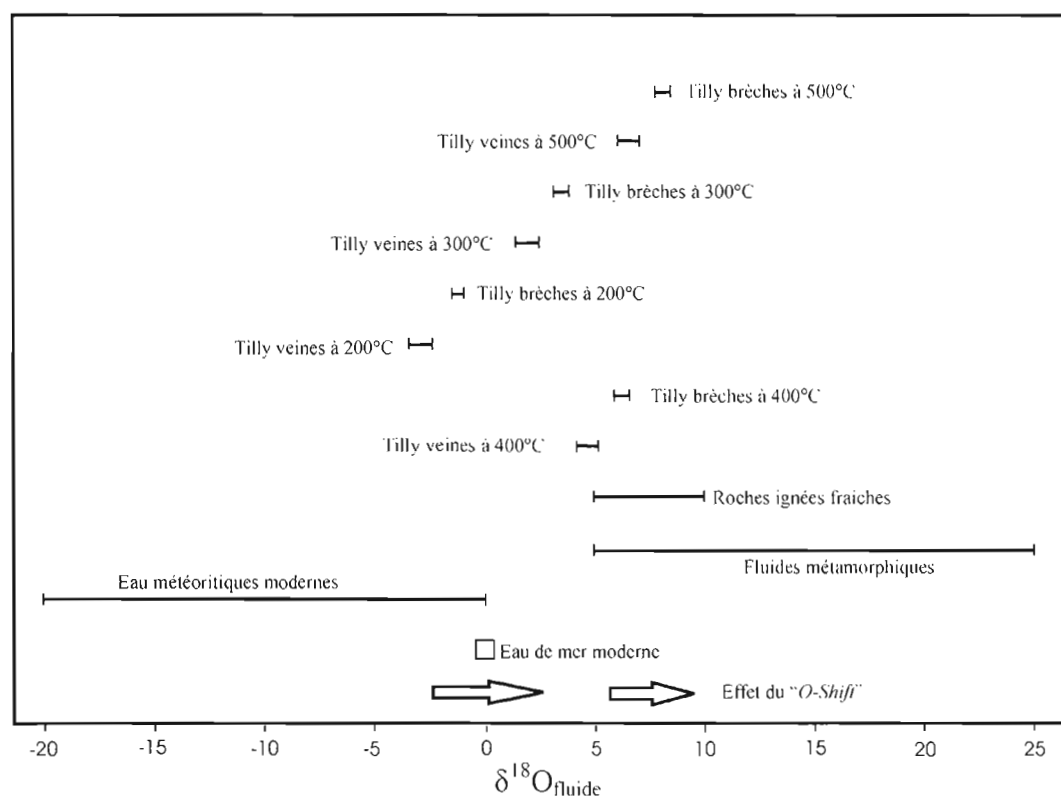


Figure 6.2: Comparaison entre les résultats du $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ obtenus sur les veines et les brèches de Tilly à différentes températures (Tableau 6.1) et la composition de différents fluides d'après Taylor (1997).

6.2.1 Interprétation pour une température de 400°C

Les $\delta^{18}\text{O}$ calculés pour une eau en équilibre avec le quartz à 400°C sont relativement homogènes et varient entre 4,3 et 6,6‰ avec une moyenne de 5,6‰. On remarque que les valeurs sont systématiquement plus élevées pour les brèches hydrothermales que pour les veines, avec une moyenne de 6,4‰ pour les brèches hydrothermales et 4,9‰ pour les veines, soit une différence de 1,5‰.

L'ensemble des valeurs obtenues pour une température de 400°C est compatible avec une eau d'origine purement magmatique (Campbell et Larson, 1998). Les valeurs obtenues pour les brèches hydrothermales sont situées entre 6 et 9‰. Ces valeurs sont typiques des fluides dérivés des magmas felsiques (Taylor, 1992).

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoritiques varient généralement de -20 à 0‰ (Taylor, 1997) et sont donc bien plus faibles que les valeurs obtenues pour les veines et les brèches Tilly en supposant une température de 400°C. Ces eaux peuvent néanmoins s'équilibrer avec l'encaissant et peuvent alors correspondre à des valeurs positives. C'est le phénomène du « *O-shift* » (figure 6.2). A Tilly, on ne connaît ni la composition isotopique de l'encaissant ni le ratio eau/roche et la contribution des eaux météoritiques ou d'eau de mer est donc difficile à estimer.

Les valeurs obtenues pour les veines sont situées entre 4,3 et 6‰. Elles pourraient traduire une contribution plus importante des eaux météoritiques qui abaisserait le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide, ou bien une température différente pour les veines vs. les brèches, avec le même fluide.

Une autre origine de fluides est aussi à considérer. Il se peut en effet qu'une partie ou la totalité des fluides de Tilly soit d'origine métamorphique. La composition des fluides métamorphiques varie typiquement entre 5 et 25‰ (Taylor, 1997; figure 6.2). Cependant, la présence des inclusions fluides hypersalines indique qu'il existe forcément une source non-métamorphique.

6.3 Résumé du chapitre

L'étude des inclusions fluides effectuées sur le ciment de quartz des brèches hydrothermales de Tilly indique la présence d'inclusions hypersalines, ce qui est compatible avec un système porphyrique. La température du fluide minéralisateur n'a malheureusement pas pu être estimée, et toute interprétation sur la nature des fluides à partir des isotopes d'oxygène du quartz dépend de la température à laquelle on calcule la composition du fluide. Il est donc envisageable que les fluides ayant précipité le quartz échantillonné soient des fluides météoriques, métamorphiques, magmatiques, voire même de l'eau de mer, ou un mélange de ces composantes. En supposant arbitrairement une température de 400°C, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ calculés sont compatibles à la fois avec une origine magmatique, une origine métamorphique, ou une eau de mer ou météorique rééquilibrée avec les roches encaissantes. La différence observée entre les brèches hydrothermales et les veines pourrait refléter une contribution plus importante des fluides météoritiques, ou une température différente.

CHAPITRE VII

DISCUSSION

Ce chapitre résume les faits saillants des chapitres précédents afin de proposer un modèle génétique pour la formation de la minéralisation de Tilly. Dans la section 7.1 seront abordées les relations possibles entre les roches encaissantes, leur environnement de formation ainsi que les âges obtenus pour ces roches. La section 7.2 traitera des relations de terrain et d'âge entre la minéralisation et les roches encaissantes. La section 7.3 résumera les caractéristiques des minéralisations et des altérations observées à Tilly avant de les comparer dans la section 7.4 à celles qui sont généralement observées dans les systèmes porphyriques phanérozoïques. La section 7.5 comparera Tilly à d'autres porphyres archéens documentés dans la littérature scientifique. Enfin, la section 7.6 discutera des conditions de mise en place et de préservation de la minéralisation alors que la section 7.7 présentera une succession des événements pour le secteur de Tilly.

7.1 Roches encaissantes, environnement tectonique, âge du magmatisme

Plusieurs faciès intrusifs, volcaniques et sédimentaires ont été distingués sur la propriété Tilly grâce aux observations de terrain, la pétrographie, la géochimie et la géophysique (chapitres 1 et 2). Il ressort de cette étude que seulement certains faciès intrusifs spécifiques encaissent les minéralisations observées et ont pu participer à leur genèse. Spécifiquement, les minéralisations en molybdène, cuivre et or sont exclusivement encaissées dans le granitoïde de Tilly et les roches porphyriques de type QFP blanc. Le granitoïde de Tilly, composé de tonalite et de granodiorite, à texture plus ou moins équi-granulaire, est le faciès intrusif dominant sur la propriété. Le QFP blanc présente un volume apparent très inférieur à celui du granitoïde de Tilly; il forme des dykes et de petites masses intrusives, ainsi que la matrice de brèches intrusives locales. On le rencontre aussi sous forme de fragments dans le granitoïde. Le QFP blanc est surtout présent dans le secteur des indices Spotty-Moly et Caliméro, plutôt qu'uniformément réparti sur la propriété Tilly.

Les datations U-Pb sur zircons indiquent que le granitoïde de Tilly et les porphyres de type QFP blanc sont des intrusions archéennes, mises en place entre $2745,8 \pm 0,8$ Ma et $2740,3 \pm 0,8$ Ma (Chapitre 3). Ces intrusions sont recoupées par la granodiorite rose datée à $2710 +4,3/-2,6$ Ma. Les observations de terrain démontrent que la granodiorite rose est post-minéralisation puisqu'elle n'est recoupée par aucune veine de quartz.

Les données géochimiques indiquent que les intrusions de la propriété Tilly font partie d'une suite magmatique calco-alcaline (Chapitre 2). Ils présentent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti et un enrichissement en terres rares légères, caractéristiques des magmas d'arc dans les zones de subduction au Phanérozoïque. Les diagrammes de Pearce (1984) confirment que ces roches sont similaires aux roches granitiques associées aux arcs volcaniques.

Les recoupements mutuels observés entre le granitoïde de Tilly et les porphyres de type QFP blanc suggèrent que ces intrusions soient génétiquement liées. En termes d'éléments majeurs, les deux faciès font plausiblement partie de la même suite intrusive (Figure 2.1). Le QFP blanc est en moyenne un peu plus évolué que le granitoïde de Tilly en termes de pourcentage de silice ou de ratio Zr/Ti (Figure 2.2). Toutefois, dans le secteur de l'indice Spotty-Moly, un dyke de QFP qui recoupe le granitoïde de Tilly a livré un âge U-Pb sur zircons de 4 à 7 Ma plus jeune que celui de son encaissant, ce qui montre une longue évolution du système magmatique. Aussi, les patrons d'éléments traces suggèrent une source plus profonde pour le QFP blanc (et pour des faciès économiquement moins importants comme le QFP gris et la granodiorite rose, qui recoupent aussi le granitoïde de Tilly) que pour le granitoïde de Tilly et la diorite à quartz associée (Figure 2.5). Ceci suggère une certaine séparation dans le temps (plusieurs Ma) entre la mise en place de la majorité du volume du granitoïde de Tilly (tel qu'échantillonné pour la géochimie un peu partout sur la propriété) et les intrusions de QFP blanc.

7.2 Relation entre le magmatisme et la minéralisation

Les datations Re-Os sur molybdénite confirment que les minéralisations sont archéennes. L'âge le plus vieux obtenu par cette méthode est considéré comme étant le plus fiable, tel qu'expliqué au chapitre 5. Il est de 2732 ± 7 Ma et en considérant les marges d'erreurs et le fait qu'on compare deux méthodes de datation différentes, c'est un âge relativement proche de celui obtenu par U-Pb sur les porphyres de type QFP blanc.

Les minéralisations, sous forme de brèches hydrothermales, de veines et veinules et de disséminations, recoupent systématiquement le granitoïde de Tilly, qui dans une certaine mesure, semble être un hôte passif. Si les porphyres de type QFP sont directement associés à la minéralisation, alors le granitoïde de Tilly pourrait être de 4 à 7 Ma plus vieux que la minéralisation. Toutefois, malgré la difficulté à séparer le granitoïde de Tilly en phases intrusives distinctes, il existe des observations de terrain qui indiquent qu'il s'agit d'une intrusion polyphasée (recouvrements mutuels entre le granitoïde de Tilly et les porphyres de type QFP). On peut donc imaginer que certaines phases (non datées) pourraient avoir davantage contribué au système hydrothermal, amenant avec elles des fluides et des métaux.

Quant aux porphyres de type QFP blanc, ils sont représentés dans les fragments de certaines brèches hydrothermales minéralisées (section 4.2.1), ce qui indique leur arrivée avant ou pendant la bréchification. Si une masse importante de porphyre est présente en profondeur, ou bien que les QFP blancs représentent la coupole de certaines phases plus tardives (et non datées) du granitoïde de Tilly, la libération de fluides hydrothermaux à partir de ce magma pourrait avoir causé la bréchification du granitoïde de Tilly, et contribué à la minéralisation en molybdène présente dans les brèches. De la même façon, les dykes de QFP blanc sont recoupés par des veines de quartz-molybdénite (section 4.2.4), ce qui démontre que ces dykes sont pré- à syn-minéralisation. On observe aussi de la molybdénite qui semble disséminée de façon « primaire » dans les roches de type QFP blanc (absence de veines et de veinules de quartz associées), ce qui suggère que les porphyres de type QFP blanc ont directement participé à la genèse des minéralisations.

7.3 Minéralisation et altération

Les observations sur le terrain, en forage, sur des plaques colorées et au microscope ont permis de documenter les caractéristiques des minéralisations de Tilly et l'altération hydrothermale.

7.3.1 Minéralisation

Les minéralisations à Tilly présentent clairement une association métallique à Mo-Cu-Au. La molybdénite est le sulfure le plus abondant. On observe cinq styles différents de minéralisation :

1. des brèches hydrothermales;
2. des réseaux (stockwerks) de veines/veinules;
3. des disséminations dans le granitoïde de Tilly;
4. des disséminations dans les roches porphyriques de type QFP blanc;
5. des veines de quartz-molybdénite isolées.

Les disséminations dans les roches porphyriques de type QFP blanc semblent « primaires » et sont parfois recoupées par des veines de quartz-molybdénite. Ces observations indiquent que la minéralisation associée aux roches porphyriques s'est effectuée en plusieurs pulses.

7.3.2 Altération

L'unique faciès qui présente des évidences d'altération hydrothermale est le granitoïde de Tilly. Ces altérations sont peu visibles sur le terrain. Les colorations au cobaltinitrite de sodium montrant du feldspath K secondaire, ainsi que l'observation de veinules de biotite-quartz, révèlent toutefois que l'altération potassique est présente notamment au niveau des indices minéralisés. On observe quelques zones pyriteuses dispersées sur la propriété, mais

aucune de ces zones n'est très développée; l'altération séricitique est aussi peu remarquée sur le terrain. Les altérations à Tilly semblent donc peu développées d'un point de vue mégascopique.

Certaines altérations se visualisent bien en lame mince. L'étude microscopique montre que la minéralisation disséminée dans le granitoïde de Tilly, qui se situe généralement en bordure de veines/veinules ou poches de quartz, est accompagnée de certains assemblages minéralogiques : (1) la molybdénite et la chalcopryrite associées aux plages de séricite-muscovite-quartz représentent l'altération phylliteuse; (2) la molybdénite et la chalcopryrite associées aux plages de quartz-microcline-biotite ou de biotite-quartz représentent l'altération potassique. On retrouve aussi des veinules d'altération potassique à biotite-quartz et à quartz-microcline. Ces veinules recoupent les plages de séricite-muscovite-quartz qui représentent l'altération phylliteuse.

Sur le terrain on n'observe pas systématiquement de bordures d'altération phylliteuse, potassique ou argillique dans les épontes des veines et veinules minéralisées, ou dans les fragments des brèches hydrothermales minéralisées. Cependant l'étude de lame mince indique que l'altération potassique et l'altération phylliteuse sont présentes et sont intimement associées à la minéralisation (chapitre 4). Les observations de terrains ainsi que l'étude de lame mince ne montrent pas d'évidences qu'il existe une zonalité des altérations hydrothermales.

7.3.3 Fluides minéralisateurs

L'étude sur les inclusions fluides provenant d'indices minéralisés révèle la présence d'inclusions salines. Les fluides responsables de la minéralisation sont donc vraisemblablement des fluides hypersalins.

Le quartz des brèches et des veines et veinules minéralisée montre un $\delta^{18}\text{O}$ entre 8,3 et 10,6 ‰ (n = 6). Toutefois il n'est malheureusement pas possible de calculer un $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ unique et d'assigner une origine spécifique aux fluides, en l'absence d'informations sur la température du fluide et sur la composition isotopique de l'hydrogène. Si on choisit arbitrairement une température de 400°C, la gamme des $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ calculée est compatible à la

fois avec une origine magmatique et une origine métamorphique des fluides. La composante météorique ou d'eau de mer, et l'effet possible d'un rééquilibrage de tels fluides avec les roches encaissantes, sont aussi impossibles à quantifier.

7.4 La minéralisation de Tilly est-elle de style porphyrique?

La majorité des données disponibles sur la propriété Tilly indiquent que c'est une minéralisation archéenne de style porphyrique. En effet, tous les styles de minéralisation observés sur la propriété – brèches hydrothermales, réseaux de veines/veinules et disséminations de sulfures dans des intrusions – sont caractéristiques des gisements porphyriques. Aussi, les minéralisations de la propriété présentent clairement une association métallique à Mo-Cu-Au, typique de certains porphyres. La présence d'inclusions fluides salines dans le quartz des brèches minéralisées est aussi compatible avec cette typologie.

Il existe à Tilly une prédominance nette du molybdène par rapport aux autres métaux. Au Phanérozoïque, on distingue deux types de porphyre à molybdène : ceux à Mo-Cu, associés aux arcs magmatiques et pauvres en fluorine, comme l'exemple de Endako en Colombie-Britannique (Selby et al., 2000); et ceux de type « rift », associés à des intrusions très évoluées mises en place sur les continents et riches en fluorine, comme à Climax ou Henderson au Colorado (Carten et al., 1993). L'absence de fluorine dans les zones minéralisées de Tilly, combinée à l'association métallique à Mo-Cu \pm Au et à la géochimie des intrusions, indique que Tilly ressemble davantage aux porphyres à molybdène de type « arc ». Le degré d'oxydation obtenu pour le granitoïde de Tilly et les porphyres de type QFP blanc, montre que les intrusions de Tilly se situent dans le champ des porphyres à molybdène de la série à magnétite. Il est donc de ce point de vue aussi comparable aux porphyres à molybdène phanérozoïques de type « arc ».

La minéralisation de Tilly et ses roches encaissantes sont donc comparables aux systèmes porphyriques phanérozoïques mis en place dans les arcs magmatiques en termes de : (1) géochimie des roches encaissantes; (2) styles de minéralisations et présence de roches intrusives à texture porphyrique; (3) association métallique.

On observe des recoupements entre les minéralisations en molybdénite disséminée dans les roches porphyriques de type QFP blanc et les veines de quartz- molybdénite. Ce type de recoupement est souvent observé dans les gisements porphyriques. Ces recoupements indiquent que les roches de type QFP blanc pourraient être l'équivalent de ce que Sillitoe (2010) nomme la phase « *preliminary early porphyry* », généralement la phase intrusive la plus minéralisée. Cette phase est suivie par l'intrusion des « *intermineral porphyry* », généralement moins riche, et la phase « *late mineral porphyry* » qui est stérile. Les porphyres de QFP gris pourraient être pré-minéralisation ou représenter une phase de « *late mineral porphyry* » puisque aucune minéralisation économique n'y a été observée.

Les porphyres à molybdène de type « arc » sont souvent considéré comme un sous-type des porphyres à cuivre (Sinclair, 2007; Jébrak et Marcoux, 2008). Ils montrent la même association métallique et le même environnement tectonique de formation malgré le fait que le métal dominant soit le molybdène. La zonalité des altérations et de la minéralisation, observable dans les systèmes phanérozoïques à Cu-Mo (Lowell et Guilbert, 1970; Sillitoe, 2010) présente généralement une morphologie similaire avec celle les porphyres à molybdène de type « arc ». Bien que les altérations hydrothermales présentes à Tilly montrent des assemblages minéralogiques typiques des gisements porphyriques, ces altérations se distinguent de celles généralement rencontrées dans ce type de gîte sur plusieurs points :

1. leur faible visibilité sur le terrain
2. l'absence d'une altération phylliteuse bien développée;
3. l'absence de zonalité;
4. le recoupement de l'altération phylliteuse par l'altération potassique;
5. l'absence de relations de recoupement de l'altération potassique par l'altération phylliteuse.

En effet, dans la plupart des systèmes porphyriques, l'altération phylliteuse recoupe l'altération potassique (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Cette relation exprime le refroidissement progressif du système passant d'une altération potassique de haute température (jusqu'à 700-800°C), à une altération phylliteuse de plus basse température (environ 350-400°C). Or, ce que l'on observe à Tilly est différent. Sur l'ensemble des lames observées, l'altération potassique est postérieure à l'altération phylliteuse. C'est ce que Seedorff et Einaudi (2004) nomment un « recoupement anormal ». Ce recoupement peut être

expliqué par une ou plusieurs intrusions porphyriques postérieures, dont les fluides recourent l'altération préexistante. Cette hypothèse est soutenue par le fait qu'à Tilly, les minéralisations s'étendent sur environ 16 km² et que l'indice Spotty-Moly et l'indice Yo sont distants d'environ 4 km. Une intrusion porphyrique est généralement d'une taille inférieure à 1 km de diamètre (Sillitoe, 2010). Il pourrait donc exister à Tilly plusieurs coupoles porphyriques responsables de la minéralisation. Par contre, il est très étrange que les coupoles tardives n'aient pas une zone d'altération phylliteuse et que des relations normales de recoupement ne soient pas observées.

7.5 Comparaison de Tilly avec certains porphyres archéens

Une compilation préliminaire des gisements, prospects et indices minéralisés archéens de style porphyrique est présentée au tableau 7.1. Notons que la topologie de certaines de ces minéralisations est débattue (ex. Troilus, voir chapitre 1). Un environnement tectonique d'arc est proposé par les auteurs des publications citées au tableau 7.1 pour la majorité des occurrences archéennes. Notons cependant que l'applicabilité de la tectonique des plaques à l'archéen est incertaine. Les roches de la série tonalite-granodiorite, comme à Tilly, sont communes (tableau 7.1). Dans ce tableau, les associations métalliques sont basées sur le calcul des ressources ou des réserves, et les données sont difficilement comparables avec la propriété Tilly, pour laquelle il n'existe pas de tels calculs. On remarque tout de même que les porphyres archéens montrent fréquemment une association métallique à molybdène dominant.

7.6 Conditions de mise en place et de préservation

7.6.1 Mise en place

Tableau 7.1 : Synthèse des principaux porphyres archéens (modifié de Sinclair)

Pays	Nom du gîte	Association métallique	Cu (%)	Mo (%)	Au (g/t)	Tonnage (Mt)	Environnement tectonique	Lithologie	Période	Age (Ma)	Méthode	References
Australie	Boddington	Au	-	-	0.84	726	-	-	Néorarchéen	2691-2716	U-Pb	Allibone et al. (1998)
Australie	Coppin Gap	Cu-Mo	0.15	0.11	-	102	-	Granodiorite-tonalite	Mésorarchéen	3501-3527	U-Pb	Williams and Collins (1998)
Australie	Spunkflex ridge	Mo en	0.09	0.06	-	468	-	-	Mésorarchéen	3500	Re-Os	Stein et al. (2007)
Canada	Beidelluan Bay	Cu-Mo	0.2	0.03	0.4	-	île en arc	Granodiorite-tonalite	Néorarchéen	2717.5-2724	U-Pb	Galley et al. (2000)
Canada	Clark Lake	Cu-Mo	-	-	-	-	île en arc	Granodiorite-tonalite	Néorarchéen	2716-2720	U-Pb	Krogh (1982)
Canada	Colomac	Au	-	-	1.92	25	île en arc	Quartz diorite-trondhjemite	Néorarchéen	2671	U-Pb	Atkinson (1990)
Canada	Don Rolyu	Cu	0.15	-	-	36	île en arc	Tonalite-trondhjemite	Néorarchéen	-	-	Godde et al. (1979)
Canada	East Sullivan porphyre	Cu-Mo	0.2	0.02	-	5	île en arc	Monzonite	Néorarchéen	-	-	Tanet (1996)
Canada	Grandoy	Cu-Au	1.33	-	0.37	45	île en arc	Granodiorite-tonalite	Néorarchéen	2716-2720	U-Pb	Krogh (1982)
Canada	Hammond Reef	Au	-	-	0.93	86	île en arc	Tonalite	Néorarchéen	-	-	Schmieders and Dutka (1998)
Canada	Lac Dussart (Renault Bay)	Cu-Au	-	-	-	-	île en arc	Syenite	Néorarchéen	-	-	Couture and Niquis (1998)
Canada	Macleod Lake	Cu-Mo	0.44	0.05	0.04	37	île en arc	Granodiorite	Archéen	-	-	Frade (1966)
Canada	Matachevan Consolidated	Au	-	-	3.6	3	île en arc	Syenite	Néorarchéen	-	-	Lovell (1967)
Canada	McIntyre	Cu-Au	0.5	-	1.3	13	île en arc	Porphyre à quartz-feldspath	Néorarchéen	2688-2690	U-Pb	Coffin (1989)
Canada	Moss Lake (Stodgrass Lake)	Au	-	-	1.1	60	île en arc	Syenite ^a	Néorarchéen	-	-	Harris (1970)
Canada	R-2	Cu-Mo	0.36	0.02	-	11	île en arc	Granodiorite-tonalite	Néorarchéen	2716-2720	U-Pb	Krogh (1982)

Tableau 7.1 : Synthèse des principaux porphyres archéens (modifié de Sinclair)

Pays	Nom du gîte	Association métallique	Cu (%)	Mo (%)	Au (g/t)	Tonnage (Mt)	Environnement tectonique	Lithologie	Période	Age (Ma)	Méthode	References
Canada	Raven Rock	Au	-	-	1.7	10	île en arc	Syenite	Néorarchéen	-	-	Thompson (1943)
Canada	Seething Net Lake	Mo	-	0.05	-	91	île en arc	Quartz monzonite	Néorarchéen	2642-2644	U-Pb	Nunes and Ayres (1982)
Canada	Troilus (Lac Frotet)	Au	0.1	-	0.93	71	île en arc	Dykes felsiques	Néorarchéen	2776-2790	U-Pb	Dion et al. (1998)
Canada	Young-Davidson	Au	-	-	3.1	21	île en arc	Syenite	Néorarchéen	-	-	Lovell (1967)
Canada	PIDGEON	Mo	-	-	-	-	-	Granite	Archeen	-	-	www.venturescorp.com
Canada	Linear Metal - KIMOI	Mo-Cu-Ag	-	-	-	-	-	Quartz monzonite porphyre	Archeen	-	-	www.linearmetals.com
Canada	Mop II	Au-Cu-Mo	-	-	-	-	-	Tonalite	Archeen	-	-	Lepore (2009)
Canada	Tilly	Mo-Cu-Au	-	-	-	-	-	Tonalite-granodiorite- porphyre à quartz-feldspath	Néorarchéen	2740.3- 2745.8	U-Pb	Cette étude
Finlande	Aittoparti	Mo	-	-	-	-	-	Tonalite-aplite	Mésorarchéen	2809	Re-Os	Stem et al (2001)
Finlande	Matasvata	Mo	-	-	-	-	-	-	Néorarchéen	-	Re-Os	Stem et al (1995)
Finlande	Jenksalmi	Mo	-	-	-	-	-	-	Archeen	-	-	-
Russie	Lobash	Mo	0.03	0.08	-	173	-	Granite	Néorarchéen	2690.1-2695.9	Re-Os	Stem et al (2001)
Russie	Pellapalak	Cu-Mo	0.25	0.05	-	600	-	-	Néorarchéen	-	-	Gavrilenko (2001)
Ukraine	Sergievskoe	Au-Cu-Mo	-	-	-	-	-	-	Mésorarchéen	3128	Re-Os	Stem et al (2007)
Zimbabwe	Ford	Au	-	-	3	3	-	-	Archeen	-	-	Sheets and Moore (1999)

Les données géochimiques semblent indiquer que les intrusions de Tilly se soient mises en place dans un environnement d'arc. Cependant on ne sait pas s'il s'agit d'un arc sous-marin ou insulaire comme ce que l'on observe possiblement pour certains gîtes porphyriques de la Sous-province de l'Abitibi (Galley, 2003) ou si cet arc s'est formé en milieu continental. Les travaux du MRNF indiquent qu'il existe dans la Sous-province de La Grande des formations sédimentaires arénitiques archéennes telles que la Formation d'Apple dans le feuillet SNRC 33F (Gauthier et al., 1997) et la Formation d'Ekomiatic dans le feuillet 33G dont l'âge maximal est de 2747 ± 2 Ma (Goutier et al., 2001, 2002). Ce type de dépôt sédimentaire indique qu'une partie du craton était émergent au moment de l'arrivée du granitoïde de Tilly. Il se peut donc que les roches intrusives et la minéralisation de Tilly se soit formées en milieu continental, ce qui est typique des porphyres à molybdène du phanérozoïque (Jébrak et Marcoux, 2008).

Les failles majeures contrôlent d'un point de vue très régional la localisation des gisements porphyriques à Cu-Mo-Au (Tosdal et Richards, 2001). La mise en place de magma nécessite en effet une perméabilité importante que l'on retrouve dans ces environnements. Le corridor structural de Wemindji-Caniapiscau est une faille majeure orientée régionalement est-ouest, et qui pourrait avoir joué un rôle important lors de la mise en place des intrusions à Tilly.

On ne connaît pas la profondeur de mise en place du système de Tilly ni les conditions de pression-température de formation des minéralisations. La minéralisation pourrait s'être formée à une profondeur supérieure (par exemple 4 à 5 km) à la profondeur habituelle des systèmes porphyriques phanérozoïques qui est de 1 à 3 km (Jébrak et Marcoux, 2008). Cette hypothèse permettrait d'expliquer que l'altération à Tilly est diffuse et ne présente pas de zonalité (Sutherland-Brown, 1976). Cependant, la texture porphyrique des dykes de QFP suggère un événement rapide de refroidissement, de chute de pression ou d'exsolution, et ces phénomènes sont plus faciles à réaliser à faible profondeur.

7.6.2 Préservation

Il existe peu de porphyres archéens comparativement aux époques plus récentes (Sinclair, 2007). Cette rareté s'explique en grande partie par leur préservation difficile du à l'érosion (Groves et Goldfarb, 2007) et la préservation des porphyres archéens nécessite possiblement des conditions particulières. Les travaux de Pilote et al. (1998) ont mis en évidence que ces gisements peuvent être préservés le long de failles normales à fort rejet.

Le corridor de Wemindji-Caniapiscou est interprété au niveau de la propriété Tilly comme une faille normale listrique à pendage nord, délimitant un graben (Gauthier, 2000). Le contraste métamorphique entre la partie au sud du corridor de Wemindji-Caniapiscou et la partie au nord semble indiquer un mouvement vertical important (schiste vert vs granulite). Goutier et al. (2001, 2002) rapportent l'ouverture d'un rift vers 2732 \pm 8/-6 Ma durant lequel se serait mise en place, environ 80 km plus à l'ouest dans la région des feuillet SNRC 33G12 et 33G13, les roches volcaniques de la Formation de Yasinski et les dépôts sédimentaires arénitiques de la Formation d'Apple et d'Ekomiatic. Il se peut donc que durant cet épisode d'extension le corridor de Wemindji-Caniapiscou ait basculé le système de Tilly. Cette hypothèse permettrait d'expliquer sa préservation.

7.7 Succession des événements

La succession des événements à Tilly pourrait être la suivante :

1. Mise en place de la Formation volcano-sédimentaire de Pie.
2. Un premier épisode de magmatisme, vers 2746-2740 Ma, durant lequel se mettent notamment en place les intrusions de granitoïde de Tilly et les porphyres de QFP blanc. C'est durant la fin de ce même événement qu'a lieu l'hydrothermalisme associé aux minéralisations à Mo-Cu-Au.
3. Un possible basculement du système associé à l'ouverture d'un rift vers 2732 \pm 8/-6 Ma.

4. Un deuxième épisode magmatique durant lequel se met en place la granodiorite rose les dykes mafiques à intermédiaires et les dykes de pegmatites. Cet évènement est daté vers 2710 Ma et est clairement post-hydrothermalisme.
5. Au Protérozoïque, la sédimentation de la Formation de Sakami en milieu continental.
6. Un jeu normal du corridor de Wemindji-Caniapiscau causant le basculement de la Formation de Sakami et du système de Tilly.

CONCLUSION

Dans les chapitres I à VI de cette étude, plusieurs méthodologies adaptées ont été abordées afin de répondre aux objectifs et à la problématique de recherche. La problématique peut être divisée en plusieurs questions clés, posées en introduction et auxquelles cette conclusion va tenter de répondre.

- 1) Les minéralisations observées à Tilly sont-elles réellement caractéristiques des gisements porphyriques?

Les minéralisations et altérations observées à Tilly sont en partie caractéristiques des gisements porphyriques du Phanérozoïque. La propriété Tilly présente des minéralisations en Mo-Cu±Au où la molybdénite est le sulfure dominant. Ces minéralisations se présentent sous la forme de brèches hydrothermales, de réseaux de veines/veinules et de disséminations. De plus, ces minéralisations, bien que contenues majoritairement dans un granitoïde équigranulaire, semblent spatialement et génétiquement associées, au moins en partie, à des intrusions à texture porphyrique. L'association métallique de la minéralisation, la géochimie des intrusions, ainsi que l'absence de fluorine dans les zones minéralisées indiquent que ces minéralisations sont de style comparable à celles observées dans les porphyres à molybdène de type « arc ». Toutefois l'altération observée à Tilly n'est pas directement comparable, comme on le verra ci-dessous.

- 2) Quelles sont la ou les intrusions directement associée(s) aux minéralisations observées?

Les observations de terrain indiquent que les intrusions qui encaissent la minéralisation sont le granitoïde de Tilly et les porphyres de type QFP blanc. La composition des intrusions de granitoïde de Tilly varie de tonalite à granodiorite. Les dykes de roches porphyriques pourraient représenter l'expression superficielle d'une plus grande masse intrusive en

profondeur, qui pourrait avoir causé la bréchification et fourni les fluides hydrothermaux minéralisateurs.

3) Quels sont les âges de ces intrusions ?

Les intrusions hôtes de la minéralisation sont archéennes. L'âge U-Pb de ces intrusions se situe entre $2745,8 \pm 0,8$ et $2740,3 \pm 0,8$ Ma. Dans un modèle où les roches porphyriques sont associés génétiquement avec la minéralisation, l'âge U-Pb de 2740 Ma correspond à l'âge de la minéralisation. Cette dernière a été directement datée par la méthode Re-Os sur molybdénite, et un âge archéen a aussi été obtenu. Ces intrusions sont suivies par un épisode de magmatisme post-minéralisation (granodiorite rose) vers 2710 Ma.

4) Quelle est la nature et l'intensité des altérations hydrothermales et peuvent-elles nous guider vers le cœur du système?

Les altérations hydrothermales sont peu visibles sur le terrain à Tilly, bien que des altérations intenses, répandues et zonées (potassique, phylliteuse, argillique) soient une caractéristique importante et universelle des systèmes porphyriques du Phanérozoïque. Ceci semble indiquer une circulation limitée de fluides associés à la minéralisation à Tilly (l'hématite est répandue mais ne serait pas associée à la minéralisation). Sur les affleurements visités à Tilly, la principale altération notable qui soit associée aux minéralisations est l'altération potassique. Les colorations révèlent qu'elle peut être localement intense, bien qu'elle reste difficile à cartographier pour plusieurs raisons invoquées au chapitre 4. Sur le terrain, on note l'absence d'altération phylliteuse bien développée, et la rareté de la pyrite.

Dans les lames minces de granitoïde de Tilly contenant une minéralisation disséminée en bordure de veines /veinules et poche de quartz, les altérations phylliteuse et potassique sont visibles. La minéralisation est intimement associée aux altérations ce qui indique qu'elle forme avec ces dernières un seul et même événement. On observe aussi que l'altération potassique recoupe systématiquement l'altération phylliteuse.

Les études microscopiques et de terrain indiquent que les altérations hydrothermales ne semblent pas présenter de zonalité claire pouvant nous guider vers le cœur du système.

- 5) Le porphyre de Tilly est-il comparable aux porphyres phanérozoïques au niveau de la géochimie, de l'association métallique et de la nature des fluides minéralisateurs, ou marque-t-il une dynamique particulière?

L'ensemble des données géochimiques sur les intrusions de la propriété Tilly montrent qu'elles forment une suite différenciée calco-alkaline. Au Phanérozoïque, une telle suite serait caractéristique d'un arc magmatique au dessus d'une zone de subduction, possiblement en domaine continental compte tenu de la prédominance des roches felsiques.

Cette signature géochimique des intrusions, combinée avec l'association métallique à Mo-Cu-Au ainsi que l'absence de fluorine dans les zones minéralisées, indique que la minéralisation de Tilly est en partie comparable aux porphyres à molybdène phanérozoïques de type « arc ». Les données sur les inclusions fluides indiquent que les fluides minéralisateurs peuvent avoir été des fluides hypersalins. Les mesures d'isotopes d'oxygène sur le quartz associé à la minéralisation sont compatibles avec un fluide d'origine magmatique, bien que ce ne soit pas la seule interprétation possible.

Les données présentées dans ce mémoire sont ainsi compatibles avec l'idée que la minéralisation archéenne de la propriété de Tilly s'apparente en style aux porphyres à molybdène phanérozoïques de type « arc ». Tilly ne semble donc pas marquer une dynamique archéenne particulière.

Travaux futurs suggérés

Différents travaux académiques, gouvernementaux ou d'exploration pourraient permettre d'améliorer la compréhension du système minéralisé de Tilly et de son environnement géologique :

- a) A l'échelle régionale, continuer de documenter la géologie de cette partie de la Sous-province de La Grande, et en particulier vérifier l'existence possible d'un arc volcanique calco-alkalin vers 2746-2740 Ma. Dans cette optique, il serait intéressant

de connaître l'âge de la Formation de Pie. Existe-t-il dans la région d'autres intrusions comparables au granitoïde de Tilly?

- b) A l'échelle de la propriété Tilly, effectuer une étude structurale, indice par indice, de l'orientation des veines minéralisées afin de distinguer les différentes coupes porphyriques ou phases intrusives potentielles.
- c) Afin de mieux comprendre la dimension verticale de la géologie de la propriété, effectuer une série de forages profonds. Ceci permettrait de mieux contraindre l'histoire géologique, la chronologie des événements, et le potentiel minéral de la propriété. Peut-on distinguer des phases intrusives distinctes dans le granitoïde de Tilly en profondeur? Existe-il en profondeur, par exemple dans le secteur Spotty Moly, des masses plus importantes de roches porphyriques dont les dykes de QFP seraient l'expression plus superficielle? Existe-t-il des zonalités verticales dans l'altération hydrothermale?

ANNEXE 1

RÉSULTATS BRUT DES DONNÉES GÉOCHIMIQUE DU CHAPITRE 2

Deux séries d'analyses géochimiques sur roches totales ont été effectuées dans le cadre de ce projet de maîtrise. La première série concerne 18 échantillons et a été effectuée au laboratoire ALS Chemex de Val d'or. Des doublons, des blancs et des standards ont été analysés afin de vérifier la qualité des analyses. La deuxième série concerne 36 échantillons a été effectuée au laboratoire de l'INRS-ETE à Québec. Des duplicatas, des blancs et des standards ont été analysés afin de vérifier la qualité des analyses. Un test statistique dit le « test t » a été effectué afin de s'assurer que les deux séries d'analyses soient homogènes.

Résultat de la série 1 (ALS Chemex)

08180961 - Finalized

- Université Du Québec À Montréal

of SAMPLES 18

RECEIVED 2008-12-23

PROJECT

IFICATE COMMENTS

PO NUMBER

	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06	ME-ICP06
SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	Cr2O3	TiO2	MnO	P2O5	SrO
DESCRIPTION	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SPOTTY	78	11,8	1,54	1,9	0,28	4,03	1,14	-0,01	0,07	0,02	0,01	0,02
VOLC FELS JUIN	58,4	17,6	7,18	3,34	3,96	5,97	0,46	0,01	1,13	0,1	0,36	0,02
TI 5	72,9	14,5	2,65	2,08	0,61	4,71	1,3	-0,01	0,26	0,03	0,08	0,02
TI 14	71,6	14,45	3,75	3,33	0,74	3,9	1,04	-0,01	0,3	0,04	0,07	0,02
TI 13	74,5	13,5	2,53	1,98	0,41	3,66	2,78	-0,01	0,21	0,04	0,05	0,02
TI 15	75,9	13,1	1,74	0,93	0,2	4,39	2,6	-0,01	0,09	0,04	0,03	0,01
TI 16	72	14,25	3,49	2,93	0,6	4,28	1,12	-0,01	0,25	0,05	0,08	0,02
TI 3	73,7	13,15	2,72	1,75	0,53	3,74	2,58	-0,01	0,24	0,05	0,06	0,02
TI 11	72	14,1	3,36	2,32	0,95	4,03	2,26	-0,01	0,29	0,05	0,06	0,02
TI 8	76,1	12,7	1,83	1,03	0,12	4,19	2,75	-0,01	0,07	0,04	0,02	0,01
TI 6	61,2	15,7	8,21	5,03	2,65	3,46	1,33	-0,01	0,76	0,11	0,14	0,03
TI 1	73,5	13,75	2,87	1,23	0,8	3,52	3,55	-0,01	0,22	0,04	0,06	0,01
TI 18	73,3	13,7	2,77	2,18	0,49	4,27	1,3	-0,01	0,21	0,03	0,05	0,02
TI 21	59,3	17,2	6,75	6,59	3,36	3,28	1,26	0,01	0,5	0,11	0,08	0,03
TI 22	68,5	14,15	3,33	2,19	1,52	4,3	3,01	0,01	0,26	0,06	0,09	0,05
TI 23	71	13,65	3,19	2,49	0,66	3,77	2,04	-0,01	0,24	0,05	0,06	0,02
TI 24	71,4	13,7	3,43	2,57	0,59	3,79	2,31	-0,01	0,26	0,05	0,06	0,02
TI 25	71,3	14,05	3,28	2,41	0,94	3,33	2,31	-0,01	0,26	0,05	0,08	0,01

	ME-ICP06	C-IR07	S-IR08	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE	BaO	C	S	Ag	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er
DESCRIPTION	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
SPOTTY	0,03	0,06	0,04	-1	237	16,7	1,6	20	0,68	128	0,84	0,5
VOLC FELS JUIN	0,03	0,11	0,01	-1	302	52,6	13,8	60	4,52	-5	6,01	3,68
TI 5	0,02	0,03	0,01	-1	226	22,3	3,9	20	1,48	26	1,31	0,77
TI 14	0,03	0,04	0,01	-1	291	42,7	6,8	30	1,95	124	2,35	1,36
TI 13	0,05	0,02	-0,01	-1	529	44,6	3,4	10	3,99	7	2,38	1,61
TI 15	0,05	0,05	-0,01	-1	456	23,8	1,6	20	1,28	6	2,26	1,27
TI 16	0,02	0,05	0,01	1	238	37,8	5,5	40	1,71	248	2,05	1,12
TI 3	0,05	0,04	0,04	-1	496	28	3,4	10	1,87	26	2,6	1,85
TI 11	0,05	0,1	-0,01	-1	467	36,6	6,7	30	3,51	32	2,66	1,85
TI 8	0,05	0,03	0,02	-1	510	30,7	0,7	10	1,49	36	3,15	2,17
TI 6	0,04	0,05	-0,01	-1	331	36,6	19,5	20	1,3	31	4,89	2,9
TI 1	0,06	0,05	0,01	-1	571	43,2	4,6	10	2,82	190	2,17	1,41
TI 18	0,03	0,09	0,01	-1	280	42,9	3,5	20	1,47	49	2,28	1,49
TI 21	0,03	0,06	0,01	-1	233	27,2	20,3	60	1,67	19	2,51	1,53
TI 22	0,08	0,04	-0,01	-1	747	34,3	8,1	60	1,44	-5	1,59	0,96
TI 23	0,04	0,03	-0,01	-1	341	41,2	5	20	1,37	5	2,95	1,87
TI 24	0,04	0,07	-0,01	-1	384	27,7	5	10	1,48	-5	2,49	1,63
TI 25	0,05	0,05	0,01	-1	423	41,8	5,2	10	1,86	5	2,16	1,28

	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb
DESCRIPTION	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
SPOTTY	0,4	16,5	1,01	3,3	0,17	8,8	0,09	142	4,8	6,7	10	-5
VOLC FELS JUIN	1,37	23,6	5,93	5,6	1,33	22,4	0,57	-2	12	28,2	37	-5
TI 5	0,59	18,8	1,64	5,1	0,27	12,6	0,11	6	5,3	9,1	6	10
TI 14	0,8	19,3	3,02	4,9	0,48	23,2	0,21	3	5,9	18,1	8	-5
TI 13	0,57	17,1	2,63	4	0,54	22,3	0,29	7	7	15,3	6	8
TI 15	0,44	20,1	2,21	3,4	0,48	12,1	0,2	-2	6,5	10	5	8
TI 16	0,77	20,2	2,74	5,1	0,42	21,2	0,16	-2	5,8	15,9	8	-5
TI 3	0,52	17,6	2,14	4,9	0,61	13	0,35	2	7,9	9,8	7	8
TI 11	0,55	18,5	2,83	5,3	0,6	18,3	0,34	-2	6,5	15,5	11	7
TI 8	0,47	18	2,7	4,3	0,69	14,8	0,38	3	7,7	12,6	-5	9
TI 6	1,1	19,8	4,73	4,7	1,02	15,4	0,42	6	6,5	19,3	23	6
TI 1	0,52	18,2	2,54	4,3	0,48	23,5	0,26	2	6,4	15,4	7	7
TI 18	0,5	16,8	2,59	4,4	0,5	23,9	0,29	5	6,5	15,4	5	6
TI 21	0,75	18,8	2,64	3,3	0,53	14,6	0,23	-2	3,6	12,4	44	-5
TI 22	0,61	16,4	2,19	3,3	0,33	18,6	0,17	-2	4,6	14,5	14	10
TI 23	0,68	18,8	3,02	5	0,64	21,8	0,34	-2	6,9	15,5	7	8
TI 24	0,62	17,7	2,38	5,1	0,56	15,2	0,28	-2	6,5	10,7	7	8
TI 25	0,71	18,4	2,76	5,3	0,44	22,2	0,23	-2	5,6	15,6	8	6

	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
SAMPLE	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Ti	Tm	U	V
DESCRIPTION	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
SPOTTY	1,86	29,9	1,16	1	136,5	0,8	0,16	2,28	-0,5	0,08	0,6	7
VOLC FELS JUI	6,82	18,2	5,79	3	144	0,8	1,05	2,26	-0,5	0,55	0,91	156
TI 5	2,42	54,6	1,78	2	153	0,7	0,27	3,33	-0,5	0,12	0,7	25
TI 14	4,89	42,3	3,31	2	147	0,8	0,45	5,32	-0,5	0,2	1,14	31
TI 13	4,45	87,7	2,73	2	133	1,3	0,43	10,1	-0,5	0,27	1,67	17
TI 15	2,66	91,3	2,09	4	74,2	1,3	0,4	5,57	-0,5	0,21	1,38	10
TI 16	4,27	59,2	2,92	2	151,5	0,8	0,42	4,02	-0,5	0,16	0,75	25
TI 3	2,7	74,4	2,03	6	129	1,1	0,43	8,79	-0,5	0,31	1,33	19
TI 11	4,25	72,5	3,09	2	161,5	1,2	0,49	9,84	-0,5	0,3	1,52	36
TI 8	3,38	78,9	2,68	3	87,1	1,2	0,52	7,07	-0,5	0,36	1,97	7
TI 6	4,58	46	4,49	2	218	0,7	0,86	3,97	-0,5	0,43	0,69	153
TI 1	4,48	91,6	2,58	2	99,9	1,1	0,41	10,65	-0,5	0,24	1,87	22
TI 18	4,51	42,4	2,65	3	131,5	1,1	0,43	11,05	-0,5	0,26	1,86	19
TI 21	3,22	40,3	2,43	1	207	0,4	0,44	2,58	-0,5	0,23	0,46	106
TI 22	3,98	95,2	2,52	1	415	0,6	0,3	6,63	-0,5	0,15	2,27	44
TI 23	4,42	75,2	3,03	2	138	1,7	0,53	8,64	-0,5	0,31	2,13	26
TI 24	3	75,8	2,15	2	133,5	1,1	0,43	8,98	-0,5	0,27	1,36	26
TI 25	4,45	70,6	2,79	2	109	0,8	0,42	7,3	-0,5	0,19	1,33	27

	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS42	ME-MS42	ME-MS42	ME-MS42	ME-MS42	ME-MS42	OA-GRA05TOT-ICP06	
SAMPLE	Y	Yb	Zn	Zr	As	Bi	Hg	Sb	Se	Te	LOI	Total
DESCRIPTION	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%
SPOTTY	5,2	0,55	30	94	0,3	0,19	0,005	-0,05	0,4	0,04	0,6	99,4
VOLC FELS JUI	36	3,5	53	230	0,3	0,03	-0,005	-0,05	0,5	-0,01	2,17	100,5
TI 5	7,6	0,71	29	200	0,3	0,1	-0,005	-0,05	0,2	-0,01	1,3	100,5
TI 14	13,5	1,25	32	187	0,2	0,82	-0,005	-0,05	0,6	0,07	1,05	100,5
TI 13	15,8	1,78	44	135	0,1	0,05	-0,005	-0,05	0,4	0,01	0,29	100
TI 15	14,4	1,32	36	94	0,2	0,14	-0,005	-0,05	0,3	0,01	0,2	99,3
TI 16	11,5	1	66	195	-0,1	0,82	-0,005	-0,05	0,6	0,11	0,5	99,6
TI 3	17,8	2,09	43	167	0,1	0,27	-0,005	-0,05	0,6	0,03	1,29	99,9
TI 11	16,4	2,09	59	157	0,1	0,19	-0,005	-0,05	0,7	0,01	0,4	99,9
TI 8	19,9	2,24	37	118	0,4	0,43	-0,005	-0,05	0,6	0,01	0,1	99
TI 6	25,8	2,69	107	178	0,1	0,27	-0,005	-0,05	0,7	0,01	1,59	100,5
TI 1	13,9	1,6	47	149	0,8	0,44	-0,005	0,15	-0,2	0,02	0,9	100,5
TI 18	14,2	1,59	30	141	0,5	0,13	-0,005	0,06	-0,2	-0,01	1,4	99,8
TI 21	13,8	1,48	70	120	0,6	0,08	-0,005	0,05	-0,2	0,02	1,28	99,8
TI 22	9	0,99	48	112	0,8	0,07	-0,005	-0,05	-0,2	-0,01	0,58	98,1
TI 23	17,9	2,07	56	166	-0,1	0,07	-0,005	-0,05	0,5	-0,01	0,89	98,1
TI 24	14,9	1,75	42	165	-0,1	0,07	-0,005	-0,05	0,6	-0,01	0,8	99
TI 25	11,9	1,3	46	180	-0,1	0,38	0,009	-0,05	0,6	0,05	1,26	99,3

Résultats de la série 2 (INRS-ETE)

Laboratoire INRS-ETE
 Nom du client Pierre-Simon Ross
 Projet
 Numéro laboratoire
 Type échantillons
 Date remise 15-janv-10

Remarques	Element-oxyde	Dilution	Total	Loi	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃ T	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	SiO ₂
	Raie analytique			%	Al_396.153	Ca_317.933	Fe_238.204	K_766.490	Mg_280.271	Mn_267.610	Na_589.592	P_213.617	S_180.669	Si_212.41
				%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Blanc analytique non soustrait					0.06	0.02	0.02	0.04	0.02	0.002	0.05	0.005	0.006	0.1
LIMITE calculée avec dilution 1000x (% et mg/Kg)														
QPS D	09-4038	1038	97	0.7	12.2	0.91	1.47	2.45	0.17	0.01	4.80	0.31	0.13	73.9
T6_114m	09-4039	1040	97	0.4	13.6	3.08	2.39	0.95	0.46	0.01	4.71	0.06	0.05	70.8
T6_111m	09-4040	1009	100	1.0	13.6	2.70	2.31	0.84	0.50	0.02	5.24	0.06	0.19	73.4
T6_67m	09-4041	1038	100	0.7	12.6	2.16	2.55	2.86	0.50	0.05	3.85	0.05	0.08	74.3
TI-020	09-4042	1028	100	1.5	16.6	5.51	6.40	1.56	3.39	0.11	3.45	0.06	0.02	60.5
TI-029	09-4043	1049	100	1.1	14.4	7.11	8.46	1.73	6.16	0.15	3.55	0.20	0.02	56.3
TI-032	09-4044	1048	101	0.4	12.9	1.49	1.42	1.11	0.19	0.02	4.92	0.31	0.04	77.8
TI-036	09-4045	1055	101	1.0	15.1	3.39	4.01	1.51	1.20	0.05	4.34	0.10	0.06	70.1
TI-045	09-4046	1018	102	0.8	12.8	1.08	2.22	1.95	0.31	0.04	4.95	0.02	0.03	77.4
TI-046	09-4047	950	102	0.5	12.8	1.65	2.33	2.01	0.23	0.04	4.59	0.31	0.01	77.2
TI-049	09-4048	1023	102	0.8	12.6	1.96	2.24	1.78	0.38	0.04	4.12	0.03	< 0.006	77.9
TI-058	09-4049	1030	103	0.3	13.6	1.95	1.04	0.14	0.26	0.02	6.24	0.07	0.01	78.7
TI-059	09-4050	1092	100	2.7	15.6	2.85	9.04	1.25	3.80	0.11	3.64	0.27	0.02	59.7
TI-062	09-4051	1061	101	0.4	12.5	1.07	1.29	2.67	0.10	0.03	4.64	< 0.005	0.03	78.4
TI-065	09-4052	1067	102	0.8	14.9	4.81	5.94	2.80	3.50	0.10	4.13	0.15	0.02	63.9
TI-066	09-4053	1086	102	0.3	15.0	1.26	0.44	3.15	0.07	0.01	5.77	< 0.005	< 0.006	76.0
TI-068	09-4054	1028	102	1.0	15.2	2.52	3.24	3.21	1.76	0.06	4.85	0.10	< 0.006	70.0
TI-072	09-4055	1033	102	1.1	14.9	2.60	3.52	3.11	2.00	0.06	4.85	0.11	< 0.006	69.0
TI-084	09-4056	1060	103	0.6	11.9	0.62	1.64	5.77	0.37	0.03	2.44	0.03	0.08	79.2
TI-089	09-4057	1108	100	2.1	16.1	8.13	10.87	1.36	6.29	0.26	3.26	0.21	0.02	50.6
TI-091	09-4058	982	101	1.3	12.3	1.52	2.35	1.71	0.28	0.04	4.59	0.02	< 0.006	77.4
TI-094	09-4059	1053	101	0.2	12.6	1.17	1.24	3.42	0.14	0.04	4.42	0.31	< 0.006	77.2
TI-098	09-4060	1093	99	1.4	12.9	5.17	7.17	2.78	6.00	0.13	3.51	0.24	0.01	59.0
TI-099B	09-4061	1170	99	0.2	12.4	1.04	0.46	4.36	0.07	0.01	4.00	< 0.005	< 0.006	76.6
TI-09-U1	09-4062	1162	101	1.0	14.3	2.87	3.57	3.13	1.82	0.06	4.61	0.12	0.01	69.5
TI-09-U2	09-4063	1203	100	0.5	12.3	1.43	1.59	1.94	0.17	0.01	4.75	0.31	0.02	77.0
TI-09-U3	09-4064	1262	98	1.1	11.1	1.82	3.53	2.13	0.62	0.05	3.31	0.07	0.24	73.7
TI-102	09-4065	1184	98	0.9	13.0	2.58	2.98	1.95	0.77	0.05	4.31	0.06	0.01	71.4
TI-105 G	09-4066	751	101	1.0	13.5	1.49	3.11	2.76	0.52	0.04	4.24	0.05	0.07	73.2
TI-105 P	09-4067	1326	97	0.6	12.7	2.30	2.55	1.42	0.48	0.03	4.53	0.06	0.10	72.5
TI-112	09-4068	1126	99	1.0	12.7	1.89	2.68	3.18	0.64	0.05	3.81	0.04	0.11	72.4
TI-119	09-4069	1038	99	0.9	13.6	2.80	3.46	1.15	0.70	0.07	4.53	0.08	0.23	71.1
TI-127	09-4070	1207	100	1.2	14.1	1.63	3.41	3.82	2.23	0.07	4.72	0.10	< 0.006	68.2
TI-135	09-4071	850	100	0.9	18.6	4.93	3.64	0.84	0.91	0.05	6.74	0.10	0.01	63.3
TI-137	09-4072	831	101	0.4	12.9	1.19	1.51	2.25	0.21	0.03	5.23	0.02	0.03	77.1
TI-138	09-4073	1043	99	0.8	13.0	2.16	3.38	1.47	0.80	0.06	4.33	0.06	0.01	73.4

blanc analysé

bl fusion 1000 0 0.0 < 0.06 0.07 < 0.02 < 0.04 < 0.02 < 0.002 < 0.05 < 0.005 < 0.006

Laboratoire INRS-ETE
 Nom du client Pierre-Simon Ross
 Projet
 Numéro laboratoire
 Type échantillons
 Date remise 15-janv-10

Remarques	Element-oxyde	Dilution	Total	Loi	Al2O3	CaO	Fe2O3T	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	S	SiO2
	Raie analytique			%	Al_396.163	Ca_317.933	Fe_238.204	K_766.490	Mg_280.271	Mn_267.610	Na_589.692	P_213.617	S_180.669	Si_212.412
Blanc analytique non soustrait					0,06	0,02	0,02	0,04	0,02	0,002	0,05	0,005	0,005	0,1
LIMITE calculée avec dilution 1000x (% et mg/Kg)														
TI-137	09-4072dup	966	101	0,4	13,0	1,46	1,81	2,09	0,24	0,03	4,70	0,01	0,03	77,2
Standards analysés														
W2	1031	101	0,0	15,7	11,07	10,91	0,67	6,45	0,17	2,31	0,11	0,03	52,9	
BCR2	931	101	0,0	13,1	7,52	14,65	1,79	3,83	0,21	3,14	0,34	0,04	54,0	
Valeur de référence														
W2s:d	0	100,5	15,5	10,9	10,9	0,63	6,4	0,17	2,20	0,14	0,003	52,7		
bcf2	0	100,1	13,1	7,1	13,9	1,79	3,6	0,20	3,16	0,35	0,04	54,1		

Laboratoire INRS-ETE
 Nom du client Pierre-Simon Ross
 Projet
 Numéro laboratoire
 Type échantillons
 Date remise 15-janv-10

Remarques	Element-oxide	TiO2	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Sc	Sr	V	Zn	Mo
	Raie analytique	Ti_334.940	As_193.696	Ba_455.403	Cd_226.502	Co_230.786	Cr_205.560	Cu_324.752	Ni_231.604	Sc_361.383	Sr_421.552	V_292.402	Zn_206.200	Mo_203.845
Blanc analytique non soustrait	%	0,0005	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LIMITE calculée avec dilution 1000x (1)			30	4	3	3	6	20	7	0,6	3	4	5	8
QP3 D	09-4038	0,08	< 30	241	< 3	4	20	225	< 7	1,2	98	< 4	7	< 8
T6_114m	09-4039	0,22	< 30	193	4	6	11	< 20	< 7	3,0	170	16	< 5	< 8
T6_111m	09-4040	0,22	< 30	174	6	5	11	< 20	< 7	2,9	161	17	< 5	< 8
T6_67m	09-4041	0,25	< 30	486	4	8	17	71	< 7	4,8	128	17	46	9
TI-020	09-4042	0,52	< 30	328	12	18	47	80	57	14,1	202	114	90	10
TI-029	09-4043	0,61	< 30	319	18	28	254	52	53	23,0	460	148	80	< 8
TI-032	09-4044	0,08	< 30	416	5	< 3	16	121	< 7	1,5	110	4	10	< 8
TI-036	09-4045	0,42	< 30	262	8	8	14	95	7	6,7	184	53	36	< 8
TI-045	09-4046	0,14	< 30	401	5	6	13	685	< 7	4,0	92	8	32	< 8
TI-046	09-4047	0,16	< 30	417	5	5	8	31	< 7	4,7	116	8	23	< 8
TI-049	09-4048	0,16	< 30	354	6	3	11	30	< 7	2,6	114	14	39	< 8
TI-058	09-4049	0,38	< 30	63	< 3	5	12	60	< 7	6,4	119	21	< 5	9
TI-059	09-4050	0,89	< 30	260	19	23	39	< 20	28	18,5	130	111	55	< 8
TI-062	09-4051	0,06	< 30	505	< 3	3	8	39	< 7	2,6	101	4	14	15
TI-065	09-4052	0,49	< 30	649	14	18	125	43	15	13,6	482	95	44	< 8
TI-066	09-4053	0,04	< 30	111	< 3	< 3	11	< 20	< 7	0,6	105	6	< 5	< 8
TI-068	09-4054	0,30	< 30	839	8	10	54	36	< 7	6,2	538	48	27	< 8
TI-072	09-4055	0,31	< 30	733	8	11	61	< 20	9	6,9	456	49	34	8
TI-084	09-4056	0,16	< 30	515	4	< 3	16	769	< 7	3,0	62	11	36	121
TI-089	09-4057	0,68	< 30	173	23	26	231	< 20	405	24,2	255	161	182	< 8
TI-091	09-4058	0,15	< 30	331	5	< 3	40	< 20	< 7	4,5	91	4	16	< 8
TI-094	09-4059	0,06	< 30	372	< 3	4	20	< 20	< 7	2,2	63	6	16	< 8
TI-098	09-4060	0,56	< 30	643	14	21	268	< 20	27	16,4	418	116	62	< 8
TI-099E	09-4061	0,05	< 30	91	< 3	4	12	< 20	< 7	< 0,6	56	6	< 5	< 8
TI-09-U1	09-4062	0,34	< 30	965	6	12	62	< 20	< 7	6,8	552	51	31	< 8
TI-09-U2	09-4063	0,08	< 30	369	4	4	17	57	< 7	1,9	113	5	5	221
TI-09-U3	09-4064	0,24	< 30	303	7	7	22	291	< 7	5,1	110	22	41	605
TI-102	09-4065	0,26	< 30	339	5	9	25	< 20	8	4,5	138	27	58	< 8
TI-105 G	09-4066	0,25	< 30	546	5	5	12	195	< 7	4,2	131	23	51	12
TI-105 P	09-4067	0,20	< 30	309	5	8	20	164	< 7	3,8	132	19	24	17
TI-112	09-4068	0,25	< 30	432	6	3	12	< 20	< 7	5,0	126	24	27	9
TI-119	09-4069	0,28	< 30	237	5	4	22	88	< 7	4,5	133	27	85	< 8
TI-127	09-4070	0,30	< 30	718	6	12	66	< 20	< 7	7,2	267	50	36	< 8
TI-135	09-4071	0,34	< 30	163	6	6	< 6	< 20	< 7	5,1	313	32	15	< 8
TI-137	09-4072	0,10	< 30	580	4	4	9	34	< 7	1,1	109	< 4	15	< 8
TI-138	09-4073	0,28	< 30	337	6	6	13	< 20	< 7	5,5	155	28	48	< 8

blanc analysé

bl fusion < 0,0005 < 30 < 4 < 3 < 3 7 < 20 < 7 < 0,6 < 3 < 4 < 5 12

Laboratoire INRS-ETE
 Nom du client Pierre-Simon Ross
 Projet
 Numéro laboratoire
 Type échantillons
 Date remise 15-janv-10

Remarques														
	Element-oxide	TiO2	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Sc	Sr	V	Zn	Mo
	Raie analytique	Ti_334.940	As_193.696	Ba_455.403	Cd_226.502	Co_230.786	Cr_205.560	Cu_324.752	Ni_231.604	Sc_361.383	Sr_421.552	V_292.402	Zn_206.200	Mo_203.845
Blanc analytique non soustrait	%	0,0005	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LIMITE calculée avec dilution 1000x (1)			30	4	3	3	6	20	7	0,6	3	4	5	8
Ti-137	09-4072dup	0,11	< 30	602	5	3	24	40	< 7	2,0	114	8	21	< 8
Standards analyses														
	W2	1,09	< 30	168	28	40	80	103	57	34,8	196	261	65	10
	BCR2	2,37	< 30	670	35	35	16	< 20	< 7	32,7	341	419	116	220
Valeur de référence														
	W2std	1,1	1,2	170	#N/A	43	92	110	70	36,0	190	260	80	0,6
	bcr2	2,3	#N/A	683	#N/A	37	18	19	#N/A	33,0	346	416	127	248

Laboratoire INRS-ETE

Nom du client : Pierre-Simon-Ross
Projet :

Numéro laboratoire :

Date remise : 15.janv.10

Remarques :

n Rb et Cs semi-quantitatif par

Elément	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
base analytique	Rb_85	Y_89	Zr_90	Nb_93	Cs_133	La_139	Ce_140	Pr_141	Nd_146	Sm_147	Eu_151	Gd_157	Tb_159	Dy_163	Ho_165
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
facteur de correction instrument	.000002	.000004	.00001	.0000002	.000002	.000004	.0000002	.000001	.0000001	.000001	.0000004	.0000001	.000001	.0000003	.0000002
LD approx	0,10	0,20	0,50	0,01	0,10	0,20	0,01	0,04	0,01	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01

sc analytique non sous

QP3 D	09-4038	51	6	97	6,98	1,04	22,2	44	4,64	18,3	3,08	0,70	2,46	0,31	1,56	0,26
T6, 114m	09-4039	50	6	151	6,93	2,24	19,0	35	3,61	14,2	2,57	0,63	2,22	0,28	1,49	0,27
T6, 111m	09-4040	36	6	154	7,02	1,74	18,9	35	3,65	14,4	2,59	0,65	2,20	0,32	1,58	0,28
T6, 67m	09-4041	76	18	159	8,14	1,53	30,9	60	6,16	24,0	4,12	0,77	3,68	0,55	3,38	0,67
Ti-020	09-4042	55	13	124	5,74	2,67	12,0	24	2,86	12,4	2,62	0,77	2,76	0,41	2,46	0,50
Ti-029	09-4043	63	13	107	5,45	3,44	18,4	37	4,63	37,2	4,17	1,13	3,71	0,50	3,94	0,54
Ti-032	09-4044	37	7	110	5,82	0,73	23,0	45	4,92	19,6	3,38	0,68	2,58	0,33	1,64	0,28
Ti-036	09-4045	70	7	154	6,64	2,07	11,1	22	2,47	10,1	2,06	0,65	1,95	0,29	1,62	0,30
Ti-045	09-4046	60	15	140	7,54	0,65	25,8	49	5,01	19,7	3,59	0,70	3,33	0,49	2,84	0,56
Ti-046	09-4047	64	14	145	7,46	1,28	26,1	51	5,13	20,0	3,57	0,72	3,10	0,46	2,66	0,52
Ti-049	09-4048	65	10	156	6,80	3,18	21,1	37	3,99	15,6	3,01	0,64	2,72	0,40	2,11	0,39
Ti-058	09-4049	3	15	178	7,30	0,61	21,0	41	4,52	16,8	3,81	0,91	3,66	0,53	3,15	0,61
Ti-059	09-4050	43	27	180	10,01	4,30	16,0	36	4,69	21,0	4,66	1,12	5,00	0,81	5,18	1,09
Ti-062	09-4051	47	19	119	7,66	0,54	16,9	37	3,79	15,5	3,37	0,63	3,39	0,54	3,31	0,69
Ti-065	09-4052	74	13	122	6,53	1,48	19,4	38	4,23	16,0	3,46	0,92	3,02	0,42	2,42	0,47
Ti-066	09-4053	76	3	84	3,97	0,81	4,20	11	1,10	4,89	0,94	0,26	0,80	0,11	0,51	0,11
Ti-068	09-4054	89	9	137	6,49	2,05	18,5	37	3,74	15,1	2,66	0,68	2,20	0,29	1,64	0,32
Ti-072	09-4055	86	9	123	6,50	1,14	15,9	32	3,45	14,4	2,77	0,67	2,20	0,31	1,74	0,34
Ti-084	09-4056	107	17	116	7,87	0,96	26,4	51	5,08	19,1	3,53	0,49	3,05	0,46	2,72	0,53
Ti-089	09-4057	47	18	113	8,00	0,86	20,9	42	4,99	21,6	4,21	1,16	3,86	0,53	3,06	0,62
Ti-091	09-4058	51	17	138	7,19	50,9	22,2	42	4,54	16,0	3,44	0,68	3,23	0,49	2,87	0,58
Ti-094	09-4059	124	22	73	9,77	2,28	15,2	30	3,39	14,2	3,32	0,42	3,45	0,55	3,39	0,67
Ti-098	09-4060	57	16	126	6,94	1,24	21,1	45	5,39	23,7	4,69	1,17	3,94	0,53	2,87	0,55
Ti-099B	09-4061	91	2	58	4,61	0,92	1,69	6	0,38	1,55	0,34	0,27	0,44	0,06	0,36	0,09
Ti-09-U1	09-4062	78	9	117	7,22	0,86	22,5	42	4,60	18,7	3,25	0,77	2,46	0,31	1,74	0,34
Ti-09-U2	09-4063	37	6	101	8,29	0,57	14,9	30	3,29	13,0	2,44	0,57	1,99	0,27	1,38	0,23
Ti-09-U3	09-4064	70	19	135	9,29	1,67	26,3	53	5,55	22,3	4,19	0,66	3,87	0,54	3,14	0,61
Ti-102	09-4065	69	15	176	8,27	1,39	23,7	42	4,57	17,7	3,25	0,76	2,97	0,44	2,42	0,49
Ti-105 G	09-4066	79	18	134	8,02	1,99	28,3	52	5,32	20,0	3,55	0,63	3,08	0,46	2,85	0,59
Ti-105 P	09-4067	42	9	155	8,85	0,80	13,7	30	3,33	13,6	2,64	0,66	2,23	0,34	1,71	0,32
Ti-112	09-4068	108	19	157	8,58	2,21	23,2	45	4,61	17,6	3,41	0,63	3,25	0,50	3,02	0,63
Ti-119	09-4069	40	11	174	8,07	1,46	19,5	38	4,38	17,8	3,46	0,87	3,05	0,41	2,13	0,38
Ti-127	09-4070	104	8	151	7,48	1,62	17,4	35	3,73	14,6	2,57	0,60	1,97	0,29	1,50	0,30
Ti-135	09-4071	29	16	242	8,46	1,07	26,8	50	5,50	22,5	4,27	1,08	3,90	0,53	2,87	0,52
Ti-137	09-4072	44	12	117	6,90	0,96	24,0	44	4,68	18,2	3,19	0,64	2,76	0,37	2,04	0,37
Ti-138	09-4073	56	20	165	7,73	2,77	29,2	52	5,82	22,7	3,96	0,83	3,67	0,53	3,16	0,64
G0578998	09-3276	27	134	495	21,2	1,64	33,1	82	11,7	60,1	16,7	2,76	19,28	3,12	21,7	4,62

flanc analyse

bl fus 1 1 oct	5	2	26	2,41	2,08	0,66	1	0,15	0,71	0,29	0,07	0,47	0,13	0,13	0,02
----------------	---	---	----	------	------	------	---	------	------	------	------	------	------	------	------

Laboratoire INRS-ETE

Nom du client : Pierre-Simon Ross
Projet :

Numéro laboratoire :

Date remise : 15-janv 10

Remarques :

n Rb et Cs semi quantitatif par

Elément	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
Classe analytique	Rb_85	Y_89	Zr_90	Nb_93	Cs_133	La_139	Ce_140	Pr_141	Nd_146	Sm_147	Eu_151	Gd_157	Tb_159	Dy_163	Ho_165
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Facteur de dilution	,000002	,000004	,00001	,0000002	,000002	,000004	,0000002	,000001	,0000001	,000001	,0000004	,0000001	,000001	,0000003	,0000002

Duplicata

Ti-137 09-4072 dup 55 14 111 7.35 2.36 23.3 45 4.65 18.1 3.57 0.69 3.11 0.45 2.09 0.41

Standards analyses

W2-1 oct	20	22	96	8.69	0.94	11.4	26	3.11	14.7	3.68	1.18	4.14	0.63	4.00	0.79
BCR2-1 oct	49	37	180	12.5	1.10	25.0	55	6.49	30.3	6.89	2.02	7.03	1.03	6.35	1.26
BHVO2-1 oct	10	27	171	17.4	0.52	15.6	40	5.12	25.9	6.34	2.13	6.53	0.93	5.39	0.97
Sarm1-1 oct	325	143	288	47.8	0.91	107	206	19.8	74.0	14.92	0.43	14.84	2.61	18.13	3.97

Éléments certifiés

W2_STD	21.0	22	92	8	.92	10.8	23.4	3.0	13.0	3.3	1.08	3.66	0.62	3.79	0.79
BCR2	46.9	37	184	13	1.10	24.9	52.9	6.7	28.7	6.6	1.96	6.75	1.07	6.41	1.28
BHVO2	9.1	26	172	18	10	15.2	37.5	5.4	24.5	6.1	2.07	6.24	0.92	5.31	0.98
Sarm1	325	143	300	53	.94	109.0	195.0	19.5	72.0	13.8	0.325	14	3	17	#N/A

Laboratoire INRS-ETE

Nom du client : Paracarbon Rosa
Projet :

Numéro laboratoire :
Date remise : 15-janv-10

Remarques :

n Rb et Cs semi quantitatifs

Element	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Dilution
base analytique	Er_167	Tm_169	Yb_174	Lu_175	Hf_178	Ta_181	Pb_208	Th_232	U_238	analytique
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Vol/poids
Numero du client	Instrument									
LD approx	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.25	0.01	

nc analytique non sous

QP3 D	09-4038	0.70	0.09	0.58	0.08	2.81	0.61	6.53	3.07	0.72	50799
T6, 114m	09-4039	0.74	0.10	0.66	0.11	3.57	0.64	4.31	3.35	1.16	50772
T6, 111m	09-4040	0.77	0.11	0.70	0.11	3.58	0.65	4.61	3.47	1.05	48866
T6, 67m	09-4041	2.09	0.31	2.11	0.34	3.95	0.89	7.09	8.55	2.93	50287
Ti-020	09-4042	1.50	0.22	1.42	0.22	2.66	0.35	3.67	2.47	0.66	49822
Ti-029	09-4043	1.63	0.23	1.48	0.23	2.24	0.25	4.01	2.84	0.72	50971
Ti-032	09-4044	0.77	0.11	0.70	0.11	3.07	0.67	6.65	2.73	1.01	50793
Ti-036	09-4045	0.88	0.13	0.81	0.13	3.42	0.48	4.72	2.39	0.69	51194
Ti-045	09-4046	1.68	0.25	1.64	0.26	3.60	0.49	5.00	6.24	1.24	49306
Ti-046	09-4047	1.56	0.23	1.48	0.23	3.58	0.61	5.78	5.49	1.42	46580
Ti-049	09-4048	1.08	0.15	0.95	0.15	3.74	0.63	6.80	5.56	1.07	50021
Ti-058	09-4049	1.77	0.24	1.56	0.23	4.06	0.55	4.63	5.36	1.24	49830
Ti-059	09-4050	3.23	0.47	3.07	0.48	3.77	0.51	6.04	2.14	0.53	53103
Ti-062	09-4051	2.12	0.32	2.16	0.34	3.59	0.68	9.96	5.48	1.49	51500
Ti-065	09-4052	1.41	0.20	1.32	0.22	2.78	0.38	8.00	4.77	1.30	51650
Ti-066	09-4053	0.42	0.07	0.62	0.13	2.98	0.35	16.68	17.32	2.35	52595
Ti-068	09-4054	1.02	0.15	1.03	0.17	3.27	0.44	9.97	4.83	1.19	49610
Ti-072	09-4055	1.03	0.15	1.03	0.17	2.99	0.48	12.79	5.71	1.14	50073
Ti-084	09-4056	1.66	0.25	1.70	0.28	3.11	0.92	10.16	10.53	2.27	51266
Ti-089	09-4057	1.88	0.28	1.86	0.30	2.41	0.36	3.93	3.09	0.99	53714
Ti-091	09-4058	1.87	0.29	2.09	0.36	3.56	0.63	11.42	5.25	1.12	47778
Ti-094	09-4059	2.10	0.34	2.38	0.38	2.52	2.98	14.69	8.37	3.15	51660
Ti-098	09-4060	1.62	0.23	1.49	0.24	2.94	0.42	7.86	6.66	1.54	53154
Ti-099B	09-4061	0.39	0.07	0.58	0.11	1.66	0.31	15.54	6.19	1.71	56968
Ti-09-U1	09-4062	1.03	0.15	1.02	0.16	2.66	0.48	27.44	5.84	1.22	56946
Ti-09-U2	09-4063	0.66	0.09	0.57	0.09	3.01	0.67	9.05	2.78	1.19	58033
Ti-09-U3	09-4064	1.80	0.27	1.86	0.29	3.33	0.74	6.38	5.69	1.57	60917
Ti-102	09-4065	1.47	0.22	1.48	0.24	4.12	0.70	4.53	7.14	1.55	57235
Ti-105 G	09-4066	1.74	0.27	1.83	0.30	3.55	1.00	13.22	11.47	2.29	36406
Ti-105 P	09-4067	0.95	0.14	0.96	0.15	3.82	0.69	7.27	3.27	1.04	64624
Ti-112	09-4068	1.93	0.30	2.02	0.34	3.90	0.82	11.15	13.51	2.57	54870
Ti-119	09-4069	1.11	0.15	0.97	0.14	4.00	0.61	4.05	2.68	0.79	50528
Ti-127	09-4070	0.93	0.15	1.02	0.18	3.51	0.44	7.85	5.65	1.51	59110
Ti-135	09-4071	1.40	0.20	1.29	0.20	5.54	0.66	5.76	4.10	1.42	42036
Ti-137	09-4072	1.13	0.16	1.08	0.17	3.10	0.71	6.64	4.58	1.30	40364
Ti-138	09-4073	1.92	0.30	1.96	0.32	3.87	0.59	5.63	6.07	1.10	50608
G0578998	09-3276	14.6	2.13	13.7	2.11	11.72	1.17	2.42	3.23	0.73	38135

Hanc analyse

bl fus1 1 oct	0.08	0.01	0.06	0.02	0.09	0.03	2.95	0.28	0.06	50000
---------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-------

Laboratoire INRS-ETE

Nom du client: **Parre-Simon-Rosa**
Projet:

Nom du laboratoire:
Date remise: 15-janv-10

Remarques:
n Rb et Cs semi quantitatif pas

Element	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Dilution
Trace analytique	Er_167	Tm_169	Yb_174	Lu_175	Hf_178	Ta_181	Pb_208	Th_232	U_238	analytique
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Vol/poids
Numero du client	Instrumente	0000001	0000001	0000001	0000001	0000001	000001	000005	0000002	
Duplicata										

Ti-137 09-4072 dup 1.13 0.18 1.05 0.18 2.99 0.68 6.64 4.40 1.23 47089

Standards analysés

W2-1 ocl	2.25	0.32	2.02	0.31	2.30	0.45	9.05	2.77	0.67	53939
BCR2-1 ocl	3.66	0.52	3.23	0.50	4.50	0.74	11.03	6.32	1.71	46626
BHVO2-1 ocl	2.58	0.34	1.97	0.28	4.05	1.07	3.59	1.74	0.54	50849
Sarm1-1 ocl	13.0	2.01	13.4	2.01	11.45	4.27	28.43	47.80	15.80	61097

Standards certifiées

W2_STD	2.22	0.33	2.05	0.31	2.45	0.47	7.7	2.17	0.51	
BCR2	3.66	0.54	3.38	0.503	4.9	0.74	11	5.7	1.69	
BHVO2	2.54	0.33	2	0.274	4.36	1.14	1.6	1.22	0.403	
Sarm1	#N/A	2	14.2	2	12.4	4.5	40	51	15	

Analyses du FeO par titration (INRS)

# Échantillon	FeO (%)
T6, 114M	1,67
T6, 67M	2,05
TI-032	1
TI-046	1,49
TI-062	0,93
TI-09-U2	0,8
TI-137	1,1

ANNEXE 2

RAPPORT SUR LES DATATIONS U-PB SUR ZIRCON RÉDIGÉ PAR JEAN DAVID DU GEOTOP-UQAM

Géochronologie de trois échantillons reliés à l'indice (Mo-Cu±Au) de Tilly, Baie James, Qc.

Jean David, GEOTOP-UQAM

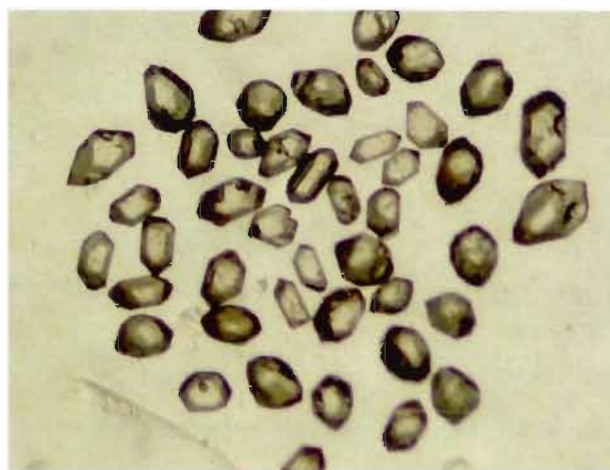
Trois lithologies caractéristiques du contexte géologique de l'indice de Tilly (entre les réservoirs de LaGrande 3 et LaGrande4, territoire de la Baie James) ont été échantillonnées par Baptiste Chapon dans le cadre de son projet de maîtrise. Ce dernier a traité les échantillons afin de récupérer les minéraux lourds et de permettre, ultimement, d'établir l'âge de mise en place par la technique de datation utilisant le géochronomètre U-Pb sur zircon. Le premier échantillon, identifié 09Tilly1, correspond à une granodiorite de couleur rose dont les évidences de terrains permettent de conclure qu'il s'agit d'une lithologie tardive. Le deuxième échantillon, 09Tilly2, a été sélectionné à partir d'un dyke porphyrique. Le troisième échantillon, 09Tilly3, correspond au granitoïde de l'intrusion principale et est identifié comme une phase précoce par rapport à la minéralisation (Chapon et al. 2009). Ces deux derniers échantillons contiennent de la molybdénite.

1. RÉSULTATS

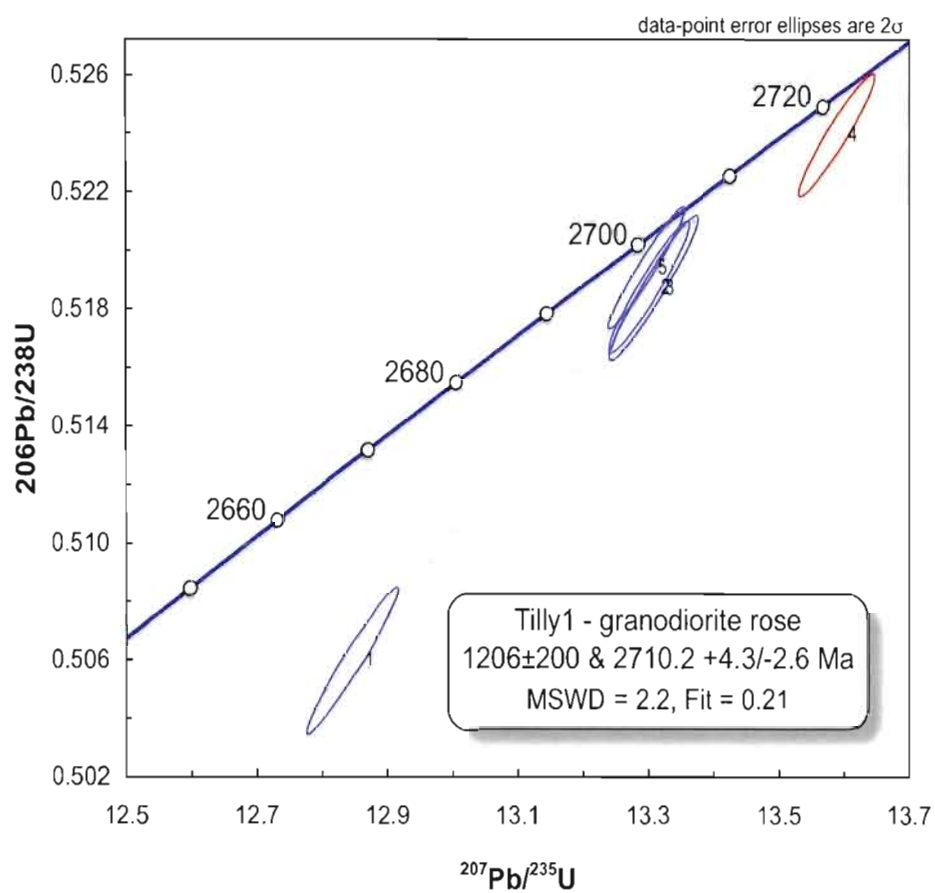
1.1 -09Tilly1

L'échantillon de granodiorite rose a permis de récupérer des zircons en abondance et dont les caractéristiques morphologiques sont très hétérogènes. On trouve en abondance des cristaux prismatiques brun foncés et très fracturés, des grains mixtes et une bonne quantité de xénocristaux incolores dont un pourcentage élevé présente des surcroissances. Il a tout de

même été possible de dégager une population des petits cristaux incolores. Ces derniers ont de morphologies qui varient d'équidimensionnels à prismatiques avec des terminaisons courtes et asymétriques. Ils sont limpides et sans inclusion.



Des analyses ont été effectuées à partir de cinq cristaux équidimensionnels. Les résultats obtenus pour les analyses #2, 3 et 5 ont livrés des rapports Th/U similaires entre 0.614 et 0.730 ainsi que des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identiques 2704.1 ± 1.6 Ma, 2706.6 ± 1.9 Ma et 2707.6 ± 2.0 Ma. L'analyse #1 a livré un résultat discordant (2.3%) et un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ légèrement plus jeune de 2690.4 ± 1.8 Ma. Ces résultats se distribuent pratiquement sur une même droite ce qui permet d'effectuer un calcul de régression linéaire dont l'intersection supérieure avec la concordia correspond à un âge de $2710.2 \pm 4.3/2.6$ Ma. Cet âge de cristallisation est interprété comme l'âge de mise en place de la granodiorite. L'analyse #4 a livré des résultats qui ont permis de calculer un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2725.6 ± 1.8 Ma. Cet âge plus ancien est le résultat d'un fragment de zircon en inclusion et provenant possiblement de l'encaissant.



1.2 -09Tilly2

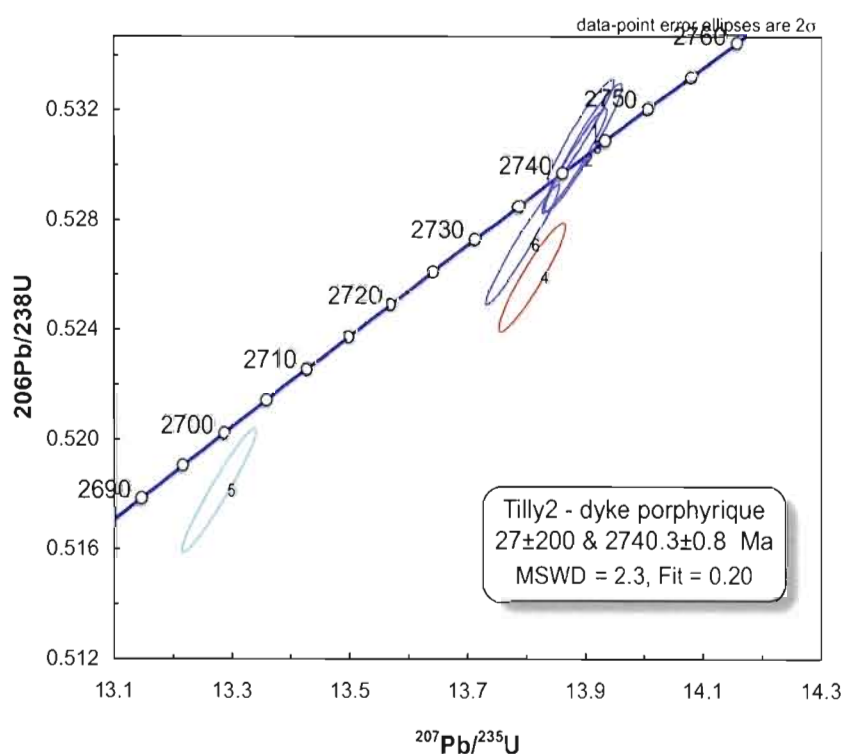
Des zircons peu abondants ont été récupérés de l'échantillon de dyke porphyrique. Par contre il s'agit d'une population morphologique homogène de cristaux idiomorphes, incolores à brun pâles. Dans une proportion importante les cristaux sont constitués d'une section prismatique rectangulaire, courte et possèdent des terminaisons pyramidales allongées. Quelques spécimens se présentent comme étant simplement formés de doubles terminaisons sans section prismatique.



2739.0±1.6 Ma et 2741.9±1.3 Ma. Les rapports Th/U de ces analyses sont aussi très homogènes soit entre 0.321 et 0.362. Ces résultats affichent peu de dispersion mais ont tout de même permis de calculer une droite de régression ou discordia dont l'intersection supérieure avec la courbe Concordia représente un âge de 2740.3±0.8 Ma Ma avec une probabilité de coïncidence de 0.20. Cet âge représente la meilleure estimation pour l'âge de cristallisation du dyke porphyrique.

Un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus ancien de 2745.6±1.9 Ma a été obtenu à partir des résultats de l'analyse #4 qui a aussi livré un rapport Th/U de 1.

L'analyse est discordante (1%) et se place à droite de la discordia précédente. Les résultats obtenus indiquent que le zircon de cette analyse appartenait plutôt à la population de zircon récupérée de l'échantillon de granitoïde 09Tilly3. Finalement, l'analyse #5 effectuée à partir d'une terminaison a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2705.5 ± 1.7 Ma avec un rapport Th/U élevé de 0.708 ce qui s'apparente aux résultats obtenus pour les zircons de la granodiorite tardive de l'échantillon 09Tilly1.



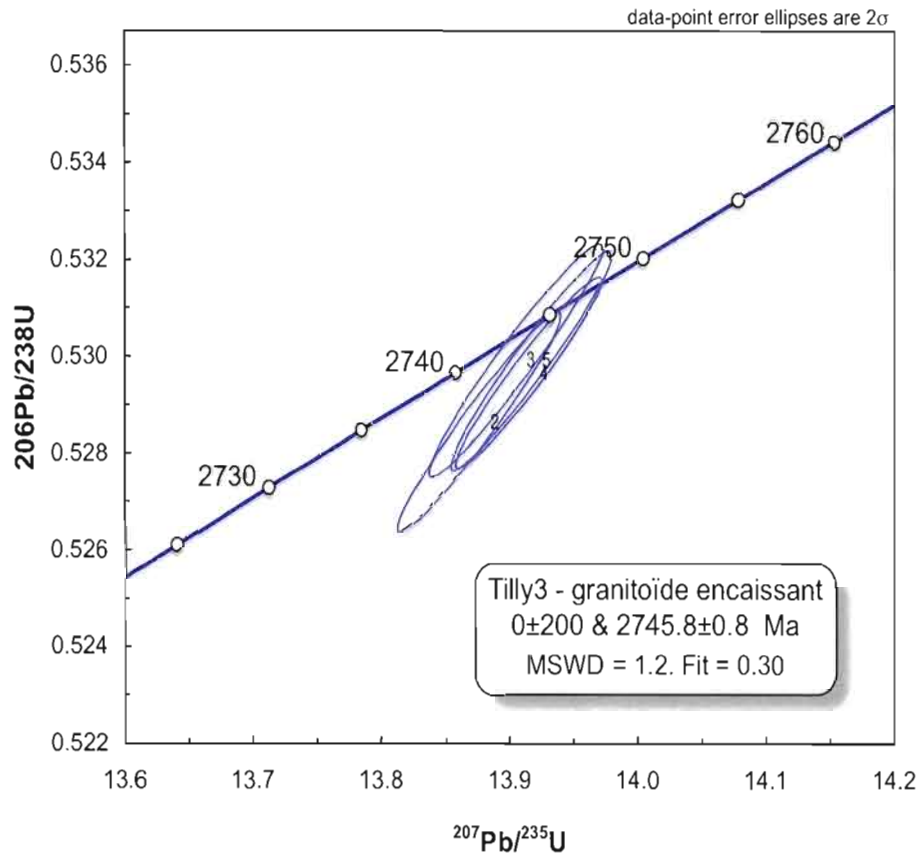
09Tilly3

Le traitement de l'échantillon de granitoïde a permis de récupérer de nombreux cristaux de zircon brunâtre à brun foncé appartenant à une même population morphologique. Il s'agit de cristaux prismatiques relativement courts à section rectangulaire ou hexagonale. Les cristaux ont des terminaisons courtes aux faces cristallines simples. On trouve peu de cristaux ne

présentant pas de micro-fractures.



Quatre analyses ont été effectuées à partir de petits prismes uniques brun foncé. Les résultats obtenus sont peu discordants (0.2-0.4%) et ont livrés des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pratiquement identiques entre 2744.7 ± 1.7 Ma et 2743.9 ± 1.5 Ma ainsi que des rapports Th/U très homogènes (0.437-0.496). Même si ces résultats se superposent et se placent très près de la courbe concordia il n'est pas possible de calculer un âge "concordia". Conséquemment un calcul de régression linéaire a été effectué en forçant l'intersection inférieure de la droite vers l'origine. Cela a permis d'établir une intersection supérieure avec la courbe concordia correspondant à un âge de 2745.8 ± 0.8 Ma. Cet âge est interprété comme la meilleure estimation pour la mise en place de l'encaissant.



2. MÉTHODOLOGIE

2.1 - Récupération des minéraux lourds et sélection des zircons

Les échantillons sont préalablement nettoyés sous l'eau et avec une brosse pour éviter toute contamination. Tous les plaques des appareils sont rigoureusement nettoyés avec une brosse métallique (meuleuse électrique) encore une fois afin d'éviter une contamination des poudres d'un échantillon précédemment traité. L'échantillon est réduit à l'aide d'un broyeur à mâchoires puis d'un pulvérisateur à disques (Bico disk mill) pour obtenir une poudre ayant la granulométrie d'un sable fin à très fin. Une première étape de concentration des minéraux

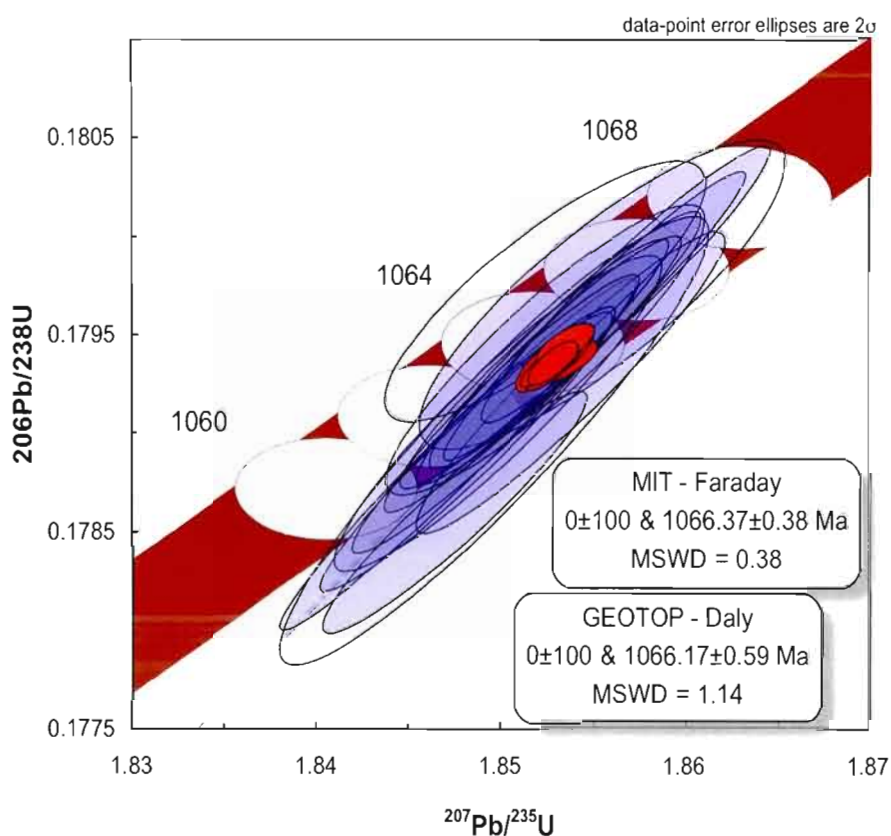
lourds est effectuée en utilisant une table à secousse de type Wilfley. La fraction la plus lourde, après avoir été asséchée, est tamisée pour n'en conserver que le matériel inférieur à 200 μm . La deuxième étape de concentration est effectuée en utilisant une liqueur dense à base d'iodure de méthylène ($d = 3.32$). Finalement les minéraux lourds sont séparés en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Les zircons se caractérisant par des propriétés non-magnétiques et diamagnétiques sont examinés à la loupe binoculaire et sélectionnés sur la base de leur qualité (absence de micro-fracture, d'évidence d'altération et d'inclusion) pour ensuite être classés en fonction de critères typologiques: morphologie, développement des faces cristallines et couleur. Les zircons sélectionnés pour chaque échantillon sont présentés sur des photos prises à la loupe binoculaire en lumière transmise (largeur du champ, approximativement 1,72 mm).

2.2 - Analyse par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS)

Les analyses effectuées par mise en solution du zircon exigent que les surfaces des zircons sélectionnés soient préalablement enlevées par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982) afin de retirer la portion métamictite souvent affectée par une perte en Pb. Après avoir nettoyé les zircons à l'acide nitrique (HNO_3 4N) dans un bain ultrasonique, les cristaux choisis sont placés dans des capsules en téflon dans lesquelles on ajoute de l'acide fluorhydrique concentré (HF) et quelques milligrammes d'un traceur isotopique composé de ^{205}Pb et $^{233-235}\text{U}$, pour être mis au four à 220°C . Les produits de décomposition sont traités avec de l'acide chlorhydrique (HCl) pour assurer une dissolution complète. Les solutions sont subséquemment purifiées pour le plomb et l'uranium grâce à l'utilisation de colonnes chromatographiques utilisant des résines d'échange anionique en mode chlorhydrique. Cette méthode présentée par Krogh (1973) a été modifiée pour des capsules de dissolution et des colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination de Pb commun.

Le plomb et l'uranium, pour être ionisé, sont déposés sur un même filament de rhénium dans un mélange de gel de silice et d'acide phosphorique. Les analyses sont effectuées en mode dynamique sur le compteur d'ions Daly d'un spectromètre de masse VG Sector 54. Les

corrections pour la discrimination thermique des masses et celle du détecteur sont est de 0,16%/AMU pour le Pb. Cette correction a été établie en utilisant les étalons de plomb NIST SRM981 et SRM982. Pour l'uranium, les valeurs de fractionnements qui varient entre 0,12-0,18%/AMU, sont obtenues in-situ pour chacune des analyses à l'aide du traceur $^{233}\text{U}/^{235}\text{U}$. Une correction de 11 nanosecondes pour le temps-mort est appliquée au comptage du photomultiplicateur, ce facteur de correction a été déterminé en utilisant l'étalon d'uranium NIST SRMU500. Les facteurs de correction ont été subséquemment confirmés par l'analyse du zircon standard z91500 pour lequel un âge de $1066,2 \pm 0,6$ Ma a été obtenu et qui se compare avec l'âge de $1066,37 \pm 0,38$ Ma obtenu par Schoene et al. (2006).



Les âges ont été établis à partir des calculs de régression linéaire selon la méthode modifiée de York (1969) et effectués en utilisant ISOPLOT v.3.5 (Ludwig 2003). Il s'agit d'un

calcul qui prend en considération, 1) les erreurs corrélées des rapports Pb/U et Pb/Pb; 2) la discordance des points par rapport à l'intersection supérieure de la droite avec la 'courbe concordia'. Lorsque les données se distribuent à proximité ou sur la "courbe concordia" l'intersection supérieure est calculée en forçant l'extrémité inférieure de la droite de régression vers un âge de 0 Ma. La validité statistique de ces calculs s'exprime par un indice de probabilité de coïncidence qui devrait normalement être de ca. 0,50. Néanmoins, on considère qu'une valeur de 0,10-0,15 est statistiquement acceptable (cf Ludwig 2003 pour une discussion sur ces considérations). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1 sigma (intervalle de confiance de 65%) alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2 sigma (2 écart-types correspondant à un intervalle de confiance de 95%).

ANNEXE 3

**TABLEAU DE DONNÉES DES ANALYSES U-PB SUR ZIRCON REMIS PAR JEAN
DAVID DU GEOTOP-UQAM**

Num	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Pbrad (ppm)	Pbcom (pg)	Th/U	Rapports isotopiques								Âges (Ma)						
							$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{1\sigma}{\%}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{1\sigma}{\%}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{2\sigma}{235\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{2\sigma}{206\text{Pb}}$	Disc.					
[1]					[2]		[3]	[4]		[4]											
1.1 - granodiorite rose																					
1	xial	0.0010	209	126	7.9	0.690	864	0.5060	0.20	12.845	0.22	0.18412	0.05	0.97	2639.4	8.8	2668.3	4.2	2690.4	1.8	2.3
5	xial	0.0014	293	180	4.1	0.656	2331	0.5194	0.16	13.295	0.18	0.18566	0.05	0.97	2696.6	7.2	2700.9	3.4	2704.1	1.6	0.3
2	xial	0.0010	277	168	5.1	0.614	1793	0.5187	0.18	13.299	0.19	0.18595	0.06	0.95	2693.8	7.8	2701.1	3.6	2706.6	1.9	0.6
3	xial	0.0016	220	140	5.5	0.730	1320	0.5187	0.19	13.306	0.21	0.18605	0.06	0.96	2693.7	8.5	2701.6	3.9	2707.6	2.0	0.6
4	xial	0.0012	214	129	3.8	0.535	2808	0.5239	0.16	13.588	0.18	0.18810	0.05	0.95	2715.8	7.2	2721.4	3.3	2725.6	1.8	0.4
1.2 - dyke porphyrique																					
5	tip	0.0011	237	147	5.5	0.708	1428	0.5181	0.18	13.274	0.20	0.18581	0.05	0.96	2691.2	7.9	2699.3	3.7	2705.5	1.7	0.6
1	tip	0.0010	479	281	4.3	0.335	3697	0.5312	0.15	13.889	0.17	0.18964	0.05	0.96	2746.4	6.6	2742.2	3.1	2739.0	1.6	-0.3
6	xial	0.0013	267	155	2.9	0.321	4239	0.5271	0.17	13.790	0.18	0.18975	0.04	0.97	2729.1	7.5	2735.4	3.5	2740.0	1.4	0.5
2	xial core	0.0020	237	139	4.1	0.362	3837	0.5301	0.15	13.879	0.16	0.18987	0.05	0.96	2742.0	6.5	2741.5	3.1	2741.1	1.5	0.0
3	tip	0.0010	366	215	10.1	0.336	1228	0.5306	0.18	13.893	0.20	0.18990	0.06	0.96	2744.0	8.0	2742.4	3.7	2741.3	1.9	-0.1
4	xial	0.0010	687	399	13.0	0.421	1776	0.5259	0.15	13.805	0.17	0.19039	0.06	0.94	2724.1	6.8	2736.4	3.2	2745.6	1.9	1.0
1.3 - granitoïde encaissant																					
3	xial	0.0014	213	129	3.8	0.496	1881	0.5299	0.19	13.904	0.20	0.19029	0.05	0.97	2741.1	8.3	2743.2	3.8	2744.7	1.7	0.2
2	xial	0.0021	152	92	2.9	0.480	3486	0.5286	0.17	13.875	0.19	0.19036	0.05	0.97	2735.7	7.8	2741.2	3.6	2745.3	1.6	0.4
5	xial	0.0013	204	124	2.4	0.492	3597	0.5299	0.18	13.916	0.19	0.19047	0.05	0.97	2741.0	7.8	2744.0	3.5	2746.2	1.6	0.2
4	xial	0.0009	429	257	3.5	0.437	3778	0.5297	0.15	13.914	0.17	0.19053	0.05	0.96	2740.0	6.8	2743.9	3.2	2746.7	1.5	0.3

NOTES:

1 = Analyses effectuées sur mono-zircon. tip=termination,core=noyau, xial=cristal complet

2 = Plomb commun total (solution élaon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Ph=3 pg, U=0.5 pg), solution élaon et le Pb commun initial

La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

ANNEXE 4

ÉTUDE QUANTITATIVE DE LA MORPHOLOGIE DES FRAGMENTS DES BRÈCHES HYDROTHERMALES DE TILLY

Les brèches hydrothermales présentent des caractéristiques morphologiques distinctes qui permettent de les classer selon leur processus de formation (Jébrak, 1997). L'étude quantitative de certains paramètres peut donc apporter des informations quant à la genèse des brèches. Cela peut avoir des implications sur le modèle gîtologique et les stratégies d'exploration.

Une étude quantitative de la morphologie des fragments a été effectuée avec la collaboration de Stéphane Roudaut, étudiant en maîtrise en sciences de la Terre à l'UQAM et Michel Jébrak, professeur à l'UQAM. Les objectifs de cette étude étaient de déterminer l'origine de la bréchification et le ou les processus mis en jeu pour pouvoir distinguer s'il s'agit de pipes bréchiques ou de carapaces siliceuses.

Méthodologie

La méthode utilisée pour extraire les paramètres morphologiques des fragments de brèches à partir de photographies consiste à les sélectionner via l'utilisation du logiciel de traitement d'image « ImageJ ». Ce logiciel permet d'obtenir de nombreuses mesures quantitatives sur les contours des fragments préalablement dessinés et numérotés. Il existe toutefois une part d'interprétation de l'utilisateur sur la frontière entre le fragment et le ciment de la brèche.

Un vaste ensemble de paramètres peuvent permettre de caractériser la morphologie et la taille des fragments (Berubé et Jébrak, 1999). Pour la granulométrie il s'agit notamment de l'aire, du périmètre, ainsi que de la largeur (axe mineur) et la longueur (axe majeur) de chaque fragment. Nous avons également extrait les paramètres de forme, soit la circularité et la rondeur (ou *roundness*). La circularité indique si la forme est plus ou moins arrondie c'est-à-dire si les bordures du fragment sont lisses ou rugueuses. La rondeur indique si l'objet tend vers un cercle ou vers une ellipse donc si le fragment est compact ou allongé (figure 1). Cet aplatissement des fragments est un des paramètres essentiels dans la classification de Sibson (1977) sur les brèches de failles. D'un point de vue mathématique, ces paramètres établis par le logiciel de traitement d'image « ImageJ » correspondent à ces formules :

$$\text{Circularité} = \frac{4\pi(\text{aire})}{(\text{périmètre})^2} \qquad \text{Rondeur} = \frac{4(\text{aire})}{\pi (\text{Axe majeur})^2}$$

L'angularité est l'inverse de la circularité ($=1/\text{circularité}$). Les données acquises en pixels à partir du logiciel « Image J », sont converties en cm et cm². Les paramètres de rondeur et circularité sont sans dimension.

Ces deux paramètres permettent de disposer d'une bonne caractérisation de la forme des fragments. Ainsi, dans la figure 1, on combine les deux paramètres pour construire un espace des morphologies possibles.

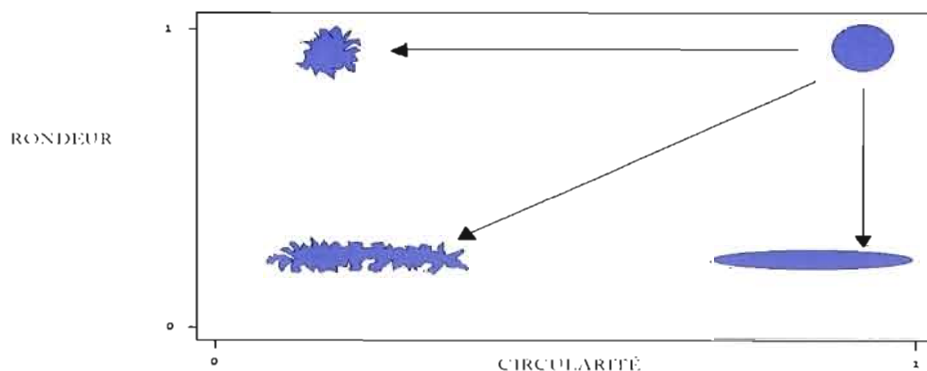


Figure 1 : Schématisation des paramètres de rondeur et de circularité.

La courbe granulométrique peut avoir différentes formes : normale si les fragments ont approximativement la même taille, log-normale, fractale, voir plurimodale. Dans la plupart des systèmes bréchiques, on observe généralement des courbes normales à fractales.

Résultats

La figure 2 permet de voir les relations entre la rondeur en fonction de la circularité pour les fragments des brèches de Tilly. Ce diagramme montre la répartition des fragments de chaque localité étudiée, selon qu'ils soient plus ou moins elliptiques et corrodés.

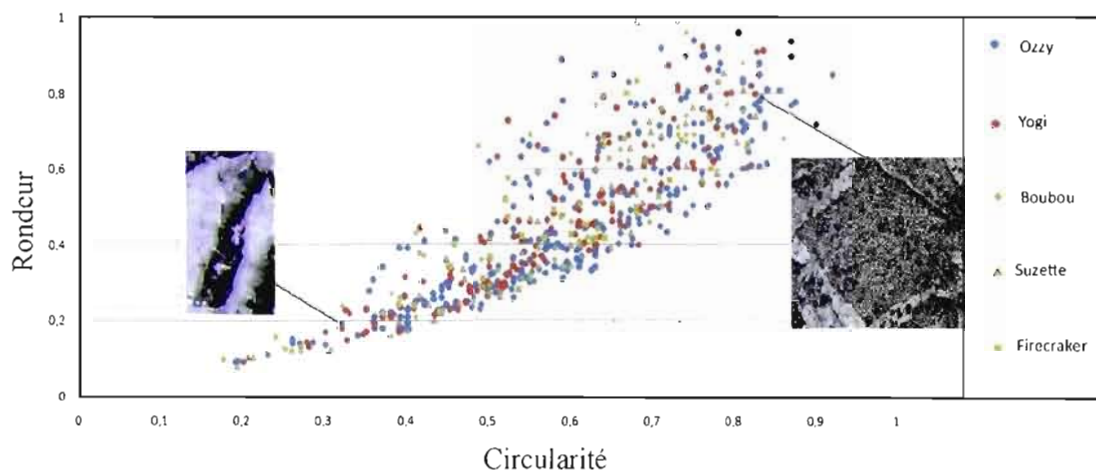


Figure 2 : Diagramme de la rondeur en fonction de la circularité.

Sur la figure 2, on observe que la distribution des fragments est similaire quelque soient leur provenance. On observe aussi que les fragments varient d'une forme à rondeur et circularité maximale à une forme à rondeur et circularité minimale. Les fragments compacts et non corrodés évoluent vers des fragments de plus en plus allongés et corrodés. On n'observe pas des fragments compacts corrodés ou allongés non corrodés.

La figure 2 met également en évidence une relation assez claire entre ces deux paramètres. Un calcul d'ajustement montre qu'il s'agit d'une relation binomiale ou exponentielle où $RDN = 0,06 e^{(2,9CIR)}$. La relation doit donc être expliquée en termes de

processus. D'une manière générale, on évolue depuis des fragments peu corrodés vers des fragments plus corrodés. La relation implique donc que le processus de fracturation débute par une fracturation donnant des fragments plus ou moins compacts suivis d'une corrosion chimique donnant des fragments à faible circularité. Cette corrosion chimique est plus importante sur les fragments allongés du fait de leur surface d'échange avec les fluides plus importante (périmètre des fragments). Ce modèle est conforme aux observations de terrain.

L'histogramme de la figure 3 présente la distribution de l'aire des clastes. On observe que cette distribution est lognormale. Cela indique une distribution hétérogène des clastes, avec vraisemblablement une censure des plus petits fragments du fait de leur corrosion et de leur non-observation à l'œil nu. La dispersion des tailles est cependant faible.

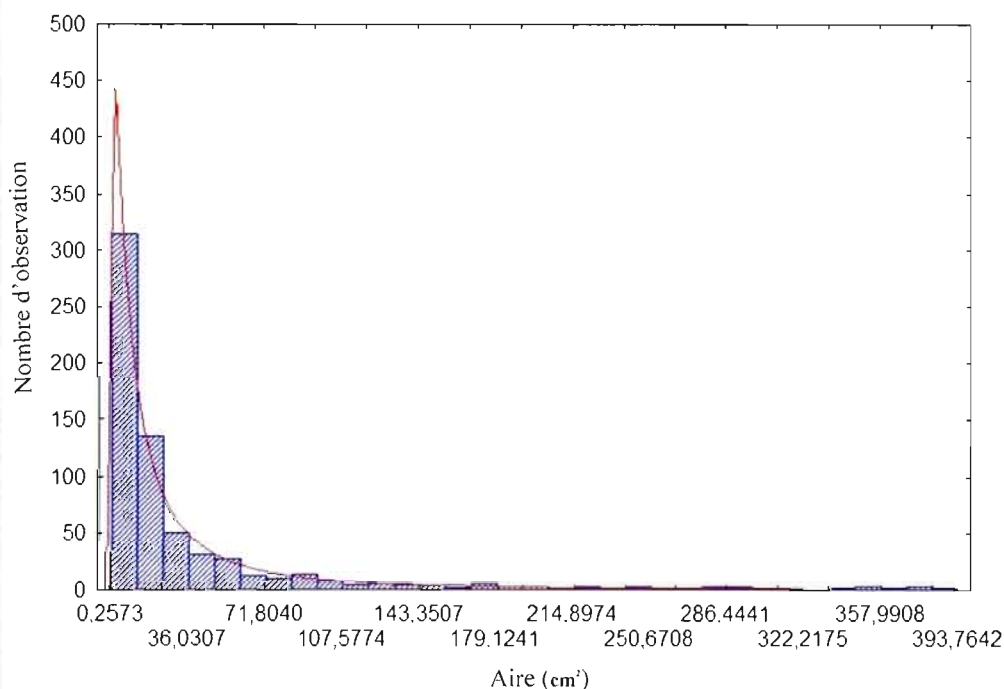


Figure 3 : Histogramme de l'aire des clastes.

Interprétation

On peut donc résumer les observations sur les brèches à partir des éléments suivants :

- Les brèches sont généralement monomictes et localement polymictes;
- Elles montrent un faible transport des fragments, qui sont parfois encore jointifs;
- Quelques rares figures d'effondrement sont marquées par la forme triangulaire du quartz;
- Les fragments montrent une distribution granulométrique lognormale ou fractale avec une dispersion de taille peu importante;
- Les fragments montrent une corrosion plus nette sur les fragments les plus allongés.

Parmi les différents mécanismes de formation des brèches de Tilly, nous pouvons exclure les processus d'explosion ou d'effondrement qui impliqueraient un transport important des fragments. Un processus pur de comminution (Jébrak, 1997) est également à rejeter compte tenu de la faible variation de la taille des fragments.

Le mécanisme le plus vraisemblable pour la genèse des brèches de Tilly semble être une fragmentation de type hydraulique. Les fragments, à peine déplacés, sont ensuite légèrement corrodés par le fluide qui dépose le ciment siliceux.

Cette étude permet d'exclure que les brèches de Tilly forment des pipes bréchiques car il n'y a pas de déplacement important des fragments. Il s'agirait plutôt de brèches *in situ* formées par fracturation hydraulique lors de la surpression de fluide, surimposée à une fracturation existante. Les corps bréchiques pourraient représenter des carapaces siliceuses à l'apex d'intrusions riches en fluide.

ANNEXE 5

TEST DE CALIBRATION AVEC LE STANDARD DE HENDERSON

Le porphyre de Henderson est un gisement de molybdène où ont été effectuées de nombreuses datations U-Pb sur zircon. Ces datations permettent de connaître avec précision l'âge de la minéralisation. Ce gisement a été choisi par Markey et al. (2007) comme standard pour les datations Re-Os sur molybdénite. L'âge standard Re-Os sur molybdénite admis est de $27,656 \pm 0,022$ Ma.

Le Dr André Poirier a analysé ce standard dans les installations du GEOTOP en suivant le protocole décrit au chapitre 5. Les résultats (tableau 1) diffèrent de ceux obtenus par Markey et al. (2007). En admettant que l'âge du standard est « l'âge vrai » et en forçant les analyses effectuées au GEOTOP à être contenues dans la barre d'erreur (figure 1) on admet de nouvelles concentrations isotopiques pour le *spike* utilisé.

Tableau 1 : Résultats des datations du standard de Henderson au GEOTOP.

	¹⁸⁷ Re (g/g)	¹⁸⁷ Os* (g/g)	Age (Ma)	Erreur (Ma)
Henderson A	6.99E-06	3,19E-09	27.4	0,373
Henderson B	6.53E-06	3,05E-09	28.0	0,484
Henderson C	7.29E-06	3,32E-09	27.3	0,315
Henderson D	7.34E-06	3,52E-09	28,7	0,331
Henderson E	7.01E-06	3,30E-09	28,2	0,374
Henderson F	7,07E-06	3,22E-09	27.3	0,372

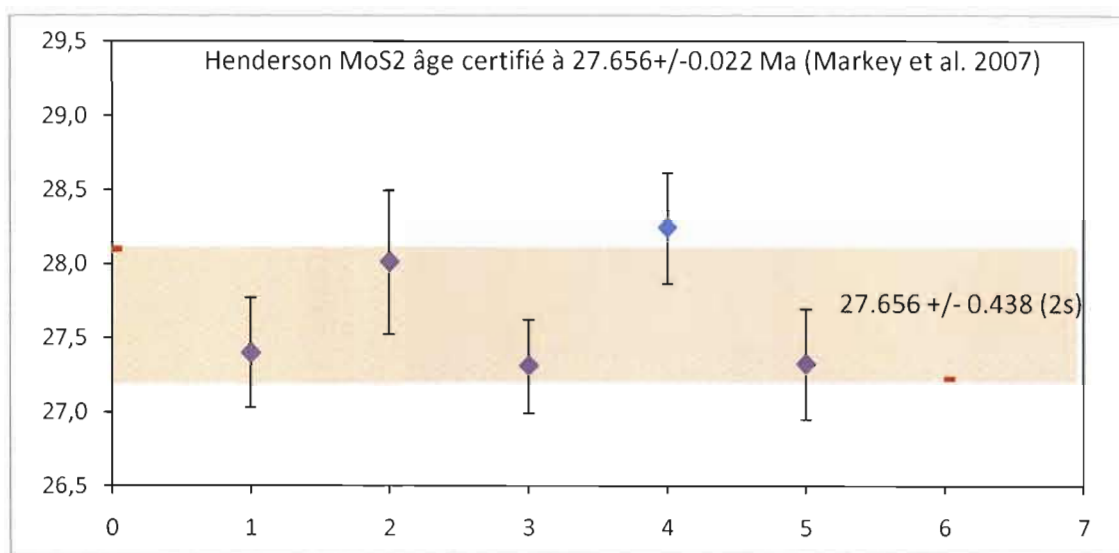


Figure 1 : Graphique montrant nos analyses de Henderson dans la barre d'erreur admise par Markey et al. (2007).

Résultats de la série 2 en admettant le standard de Henderson

À partir des nouvelles concentrations isotopiques du *spike*, les âges de la série 2 (tableau 2) ont été recalculés. Ces âges sont environ 5% plus jeunes que les âges bruts de la série 2. Si on enlève les valeurs obtenues pour Fire I, Calimero et Yo2 la nouvelle valeur moyenne est de 2576 Ma avec un écart type de 34 Ma.

Tableau 2 : Résultats de la série 2 en utilisant le calibrage de Henderson.

	^{187}Re (g/g)	$^{187}\text{Os}^*$ (g/g)	Age (Ma)	Erreur (Ma)
fire I	2,4745E-05	8,7409E-07	2084	5,14
Yo I	8,4204E-06	3,7249E-07	2598	7,65
Spotty 1	4,0685E-05	1,7819E-06	2573	7,26
Spotty 1	4,0705E-05	1,8009E-06	2599	6,71
Caliméro	5,2319E-05	2,2338E-06	2510	6,81
Spotty 2	2,5691E-05	1,1299E-06	2583	9,03
YO 2	1,9806E-05	6,7692E-07	2017	5,43
YO Ibis	8,4204E-06	3,7183E-07	2594	7,64

En appliquant les nouvelles valeurs du *spike*, l'erreur que nous obtenons dans la détermination de l'âge de Henderson se répercute sur une période de temps beaucoup plus longue. L'écart entre nos âges et l'âge standard est de 1 à 2 Ma alors que nos âges de Tilly recalculés sont plus jeunes de 85 à 130 Ma. On peut alors se demander si le standard de Henderson est adapté pour les âges archéens.

Interprétation de la série 2 avec calibration

Les résultats des échantillons Fire 1, Yo 2 et Caliméro ont été mis volontairement de côté du fait de leur écart important avec la moyenne. Ces âges pourraient être interprétés comme une perte d'osmium non-homogène sur la propriété. La moyenne de la série à considérer est donc 2576 Ma avec un écart type de 34 Ma.

On interprète que les molybdénites de Tilly ont subi une remise à zéro du système c'est à dire que tout l'Os a été lessivé à un temps t . Cette remise à zéro se situe vers 2576 ± 34 Ma. Elle a pu être causée par une période de déformation, de métamorphisme ou d'altération hydrothermale. L'âge le plus vieux correspond théoriquement à l'âge le plus proche de la remise à zéro et donc à l'âge de l'événement.

À la Baie-James, les phases de déformation et de métamorphisme sont principalement archéennes (Goutier et al., 2001, 2002; Gauthier et al., 1997). L'événement ayant provoqué cette remise à zéro du système Re-Os sur molybdénite pourrait être le métamorphisme statique daté par Goutier et al. (2001) à 2605 Ma par la méthode U-Pb sur titanite. Ce métamorphisme régional avait déjà été décrit par Gauthier et al. (1997). Cet événement métamorphique aurait été causé par les intrusions tardi-archéennes comme le Granite du Vieux Comptoir (Goutier et al., 2001). Ce métamorphisme statique a été répertorié dans les feuillets SNRC 33G12, 33G13, 33G05, 33G06 et 33G11. Ce métamorphisme varie du niveau des schistes verts à celui des amphibolites. Les conditions maximales de pression et température observées sont de 600-650°C et 2-4 kbars soit 200-400 Mpa ; les conditions minimales de températures sont de 550-600°C (Goutier et al., 2002).

Cet événement de remise à zéro vers 2576 ± 34 Ma pourrait expliquer les différences entre les âges Re-Os et les datations U-Pb sur zircons. Cependant cette interprétation va à

l'encontre des observations de Stein et al. (1998a) et Stein et al. (2001) selon lesquelles la méthode Re-Os sur molybdénite résiste au métamorphisme de haut grade, au métasomatisme et à la déformation.

ANNEXE 6

RAPPORT PRÉLIMINAIRE DE BOCCAR DIAGANA SUR L'ÉTUDE SOMMAIRE D'INCLUSIONS FLUIDES DANS LE QUARTZ HYDROTHERMALES DES BRÈCHES DE TILLY

I. Situation géographique

La propriété de Tilly couvre une superficie de 72 km². L'addition récente de claims porte le nouveau à 85 km² Ressources Sirois inclus.

La propriété est située à la baie James dans le moyen nord du Québec, plus précisément à environ 30 km du complexe hydroélectrique de LG-4 (fif)

II. Etude des inclusions fluides

1.2 Introduction

Au moment de la formation d'une roche, la pression des fluides est très supérieure à la pression de la surface (1 bar). De ce fait, lorsque cette roche est amenée à la surface par soulèvement ou par érosion, tous les fluides présents dans les joints de grains et les fractures non scellées sont expulsés (Weisbrod et Poty, 1975; Weisbrod, 1982). Les inclusions fluides piégées dans des cristaux ou dans des microfissures restent donc les seuls témoins des phases fluides qui ont circulé dans la roche.

L'utilisation des inclusions fluides en thermobarométrie est conditionnée par deux hypothèses fondamentales (Weisbrod et al., 1976; Roedder, 1979, 1981).

- les inclusions fluides sont des échantillons représentatifs du fluide présent lors de la croissance primaire ou de la cicatrisation du minéral hôte,
- l'inclusion fluide est supposée être un réservoir hermétiquement clos et inerte chimiquement; ceci suggère une constance des caractéristiques physico-chimiques du fluide depuis son piégeage.

II.2 Définition

Les inclusions fluides sont des cavités intracrystallines qui renferment une ou plusieurs phases fluides et parfois des phases solides à la température ambiante. La taille des inclusions fluides est généralement microscopique et inférieure à 100µm, elle est de 2 à 20µm en moyenne.

III.2 Technique d'études

III.2 - Microthermométrie

Cette technique consiste en la mesure des températures de changements de phases qui interviennent dans une inclusion fluide lors du refroidissement ou du chauffage. Le matériel

utilisé est une platine USGS du département des Sciences de la Terre de l'université de McGill

IV.2 Différents types d'inclusions fluides

Trois familles d'inclusions fluides, ont été identifiées dans le quartz recristallisé de Tilly

III.2 Type I

Elles sont constituées de trois phases à la température ambiante : CO_2 liquide, CO_2 vapeur et H_2O (Figure 1 a). Ce type d'inclusion fluide est le plus abondant, et sont généralement dispersées dans cette lame. Leurs tailles varient entre 8 et 15 μm . Le pourcentage de la phase vapeur varie entre 20 et 60 %. L'étude microthermométrique de ces inclusions fluides, montre une température d'homogénéisation de la phase carbonique variant entre 15 et 30 $^{\circ}\text{C}$ en phase liquide, la fusion du CO_2 est observée varie entre -56,8 et -56,6 $^{\circ}\text{C}$, tandis que la fusion de la glace varie -7,1 et -8,2 $^{\circ}\text{C}$, la fusion des clathrates varie entre 6,5 et 7,1 $^{\circ}\text{C}$. L'homogénéisation globale se fait entre 238 et 458 $^{\circ}\text{C}$ en phase liquide. Notons quelques températures de décrépitation qui se situent entre 200 et 220 $^{\circ}\text{C}$

III.2 Type II

Elles sont généralement disposées en plan et parfois dispersées dans la lame, elles sont constituées également de trois phases à la température ambiante. La phase carbonique se présente sous forme d'un petit ménisque autour du noyau.

Leurs tailles varient entre 6 et 15 μm . Le pourcentage de la phase vapeur varie entre 20 et 30 %. L'étude microthermométrique de ces inclusions fluides montre une température d'homogénéisation de la phase carbonique qui varie entre 16,9 et 19,9 $^{\circ}\text{C}$, la température de fusion du CO_2 est observée à -56,6 $^{\circ}\text{C}$, tandis que la fusion de la glace est observée à -38,8 $^{\circ}\text{C}$. L'homogénéisation globale se fait entre 303 et 358 $^{\circ}\text{C}$ en phase liquide (Figure 1 b)

III.2 Type III : Les inclusions à halite

Elles sont également présentes dans le quartz recristallisé, elles sont probablement primaires ou au moins très précoces par rapport aux inclusions fluides aquo-carboniques. Les inclusions fluides à halite, ont de taille qui varie entre 5 et 13 μm certaines présentent des formes en cristal négatif. La phase vapeur présente 20 à 50 % du volume global des inclusions parfois

elle est absente. Ces inclusions contiennent un solide, la halite (Figure 1 c). Ces inclusions fluides à forte salinité ont une température de fusion de la halite supérieure à la température de disparition de la phase vapeur. Mais inférieure à la température d'homogénéisation totale. La fusion de la halite se fait à 150°C ce qui donne une salinité (d'après l'équation de Bodnar et Vityk 1994) de 29.6 % pds éq NaCl.

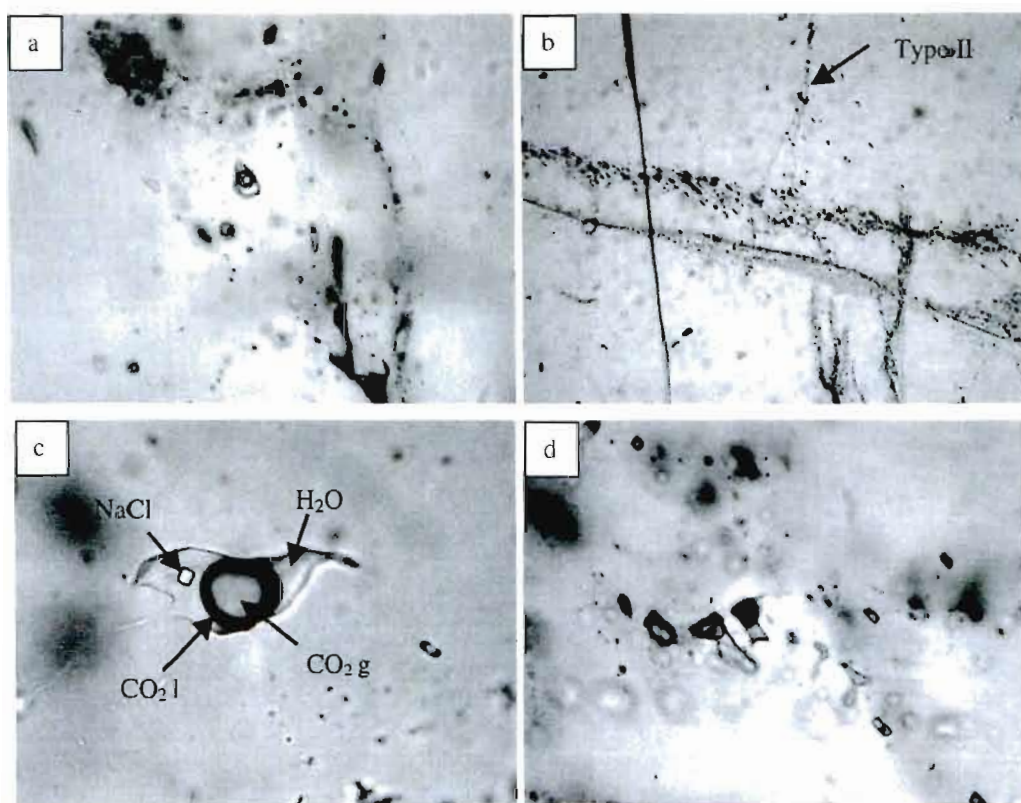
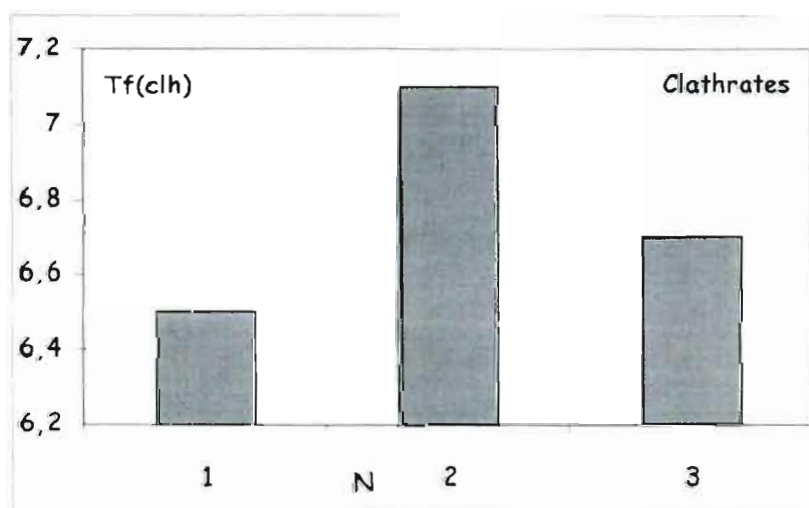
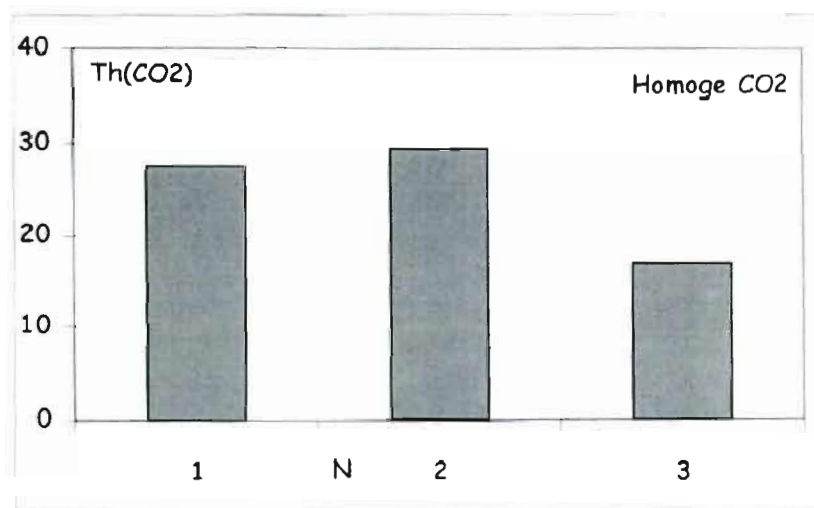


Figure 1 : Différents types d'inclusions fluide rencontrés dans la région de Tilly



ANNEXE 7

ANALYSES DE MICAS BLANCS AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE (MEB)

Une série de 24 analyses sur des micas blancs associées à la minéralisation a été effectuée à l'UQAM (figure 1). Cette étude avait pour objectif de nous renseigner sur la température des fluides minéralisateurs en utilisant le rapport Na/K (tableau 1). En effet, pour des températures supérieures à 400°C le rapport Na/K est proche de zéro (Velde 1967).

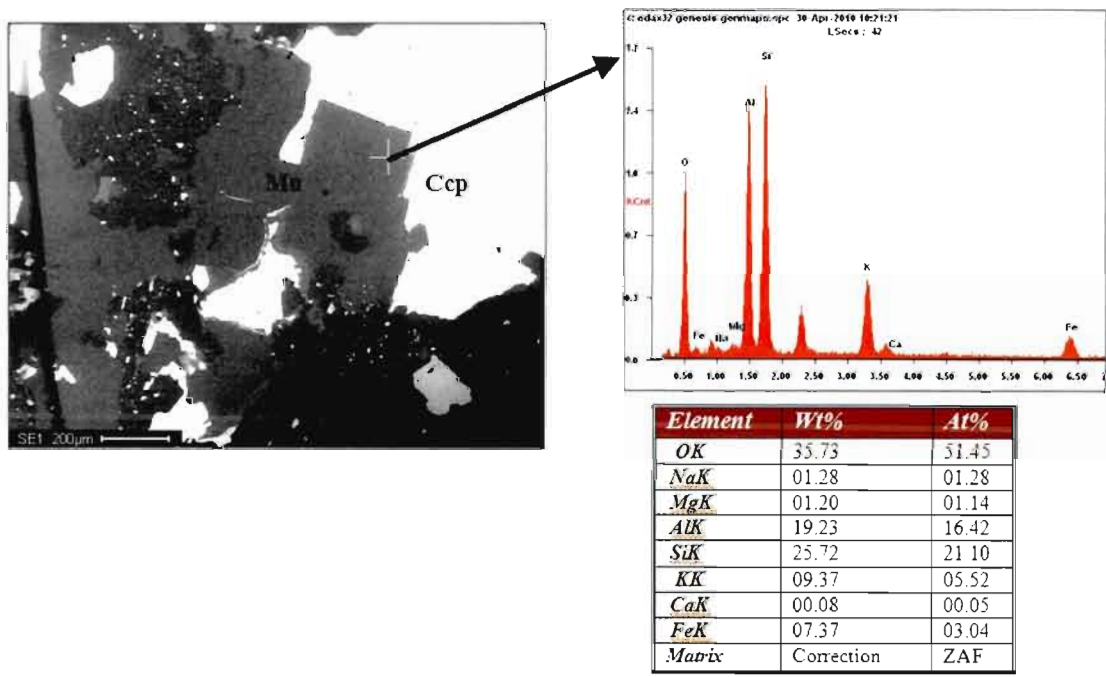


Figure 1 : Exemple d'observation au MEB et d'analyse aux rayons X.

Tableau 1 : Résultats de la composition en sodium et potassium exprimé en pourcentage atomique (At %) des micas blancs associées à la minéralisation.

# analyse	Na (At %)	K (At %)	Rapport Na/K	# analyse	Na (At %)	K (At %)	Rapport Na/K
Yo2-1	1,36	5,1	0,27	Yo2-13	1,55	5,37	0,29
Yo2-2	1,64	5,11	0,32	Yo2-14	2,09	5,35	0,39
Yo2-3	1,16	5,18	0,22	Yo2-15	1,77	5,51	0,32
Yo2-4	0,89	5,32	0,17	Yo2-16	1,64	5,52	0,30
Yo2-5	1,09	5,12	0,21	Yo2-17	1,45	5,14	0,28
Yo2-6	1,43	5,17	0,28	Yo2-18	1,39	5,59	0,25
Yo2-7	1,27	5,47	0,23	Yo2-19	1,17	5,57	0,21
Yo2-8	1,28	5,52	0,23	Yo2-20	1,52	5,86	0,26
Yo2-9	1,38	5,69	0,24	Yo3-1	1,38	5,66	0,24
Yo2-10	1,67	5,8	0,29	Yo3-2	1,25	5,63	0,22
Yo2-11	1,04	5,65	0,18	Yo3-3	1,37	5,69	0,24
Yo2-12	1,59	5,96	0,27	Moyenne	1,32	5,42	0,24

Les résultats de cette étude sont relativement constants. La présence de sodium dans les micas blancs de Tilly indique que ce sont des phengites. L'étude de Velde (1967) a démontré que le taux de substitution phengitique augmente avec la diminution de la température. Cette étude indique que la température des fluides ayant précipités ces minéraux est très probablement inférieure à 400°C.

RÉFÉRENCES

- Albarède, F., 1995. Introduction to geochemical modeling. Cambridge University Press, 543 pages.
- Atkinson, D.A., 1990, Indin Lake supracrustal belt; in Mineral Industry Report 1986-87: NWT Geology Division, D.I.A.N.D., Yellowknife.
- Allibone, A.H., Windh, J., Etheridge, M.A., Burton, D., Anderson, G., Edwards, P.W., Miller, A., Graves, C., Fanning, C. M. et Wysoczanski, R., 1998. Timing relationships and structural controls on the location of Au-Cu mineralization at the Boddington gold mine, Western Australia. *Economic Geology*, vol 93, pp 245-270.
- Bandyayera, D., Burniaux, P., Chapon, B., 2011. Géologie de la région des lacs Magin (33G09), Fontay (33G16) et de la colline Captel (33G15), secteur ouest du réservoir La Grande-3. En préparation.
- Bandyayera, D., Burniaux, P., Chapon, B., 2010. Géologie du secteur est du réservoir La Grande-3 (SNRC 33G09, 33G15 et 33G16), Baie-James, Québec. Québec Exploration 2010 exposition géoscientifique 151-152. Ressources naturelles et Faune Québec.
- Birck, J.L., Roy Barman, M., Capmas, F., 1997. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples, *Geostandards newsletters*, vol 20, 1: pp 19-27.
- Campbell, A.R., Larson, P.B., 1998. Introduction to stable isotope application in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, vol 10, pp 173-193.
- Carles, P., 2000, Constraints on the genesis of the Archaean Troilus gold-copper deposit, Quebec: MSc thesis, McGill University, 100 p.
- Carten, R.B., White, W.H., Stein, H.J., 1993. High-grade granite-related molybdenum systems: Classification and origin. *Geological Association of Canada Special Paper 40*, pp 521-544.
- Chapon, B., Jébrak, M., Ross, P.S., Stevenson, R., Poirier, A., 2009. Caractérisation of the Archean Porphyry Mo-Cu±Au System at Tilly, Baie-James region, Quebec. Québec Exploration 2009 résumé 182. Ressources naturelles et Faune Québec.
- Clayton, R.N., Goldsmith, J.R., Mayeda, T.K., 1989. Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 53: pp 725-733.

Corfu, F., 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province: *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol 26, pp 1747-1763.

Couture, J.-F., Marquis, P., 1995. Mo-Cu-Au mineralization related to late tectonic alkaline intrusions, Baie Renault area intrusions, Baie Renault Area; in Couture, J.-F., Goutier, J., eds., *Metallogeny and Tectonic Evolution of the Rouyn-Noranda Region, Precambrian '95*, The Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Field Trip Booklet, pp 89-91.

David, J., 2010. Géochronologie de trois échantillons reliés à l'indice (Mo-Cu±Au) de Tilly, Baie James, Qc. Rapport non-publié, GEOTOP-UQAM.

David, J., Gogin, L., Berclaz, A., Maurice, C., Parent, M., Francis, D., Stevenson, R., 2004. Geology and geochronologie of the Nuvvuagittuq supracrustal sequence : An example of Paleoproterozoic crust (ca. 3.8 Ga) in the western Superior Province. *Eos Transactions, CGU/AGU/SEG/EEGS Joint Assembly*, résumé numéro V23D-O3.

Desbiens, H., 1998. Programme géologique 1998 de la propriété Tilly, La Grande Rivière, Baie-James, Québec (33G/16). Ressources Sirios, 34 pages + 3 cartes.

Desbiens, H., 2001. Programme géologique 2000 de la propriété Tilly (incluant les sondages Ti-00-01 à 05), La Grande Rivière, Baie-James, Québec (33G/16). Ressources Sirios, 41 pages.

Dion, C., Goutier, J., Gauthier, M., 2003. Aperçu métallogénique de la Sous-province de La Grande dans la région des lacs Sakami (33F) et Guyer (33G), Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, octobre 2003.
<http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2003-10/contexte.jsp>

Dion, C., Legault, M., Goutier, J., Moukhsil, A., Gauthier, M., 2001. Comparaison métallogénique des secteurs Sakami et Eastmain de la Sous-province de La Grande, Baie-James. Résumés des conférences, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport DV-2001-08.

Dion, C., Pilote, P., David, J., Cater, D., 1998. Géologie et âge de la minéralisation Au-Cu à la mine Troilus, ceinture de Frotet-Troilus, Québec: Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada-Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, vol 23, pp A46.

Dubois, M., Cheman, M., 2008. Levés de magnétométrie, de résistivité/polarisation provoquée et de spectrométrie. Rapport d'interprétation 08N041, Abitibi Géophysique, 62 pages.

Eade, K.E., 1966. Fort George River and Kaniapiskau River, west half, map areas, New Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 339, 83 p.

Fraser, R.J., 1993. The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec; a possible Archean porphyry system: *Economic Geology*, vol 88, pp 1685-1699.

Galley, A. G., 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, vol 38, pp 443-473.

Galley, A., van Breemen, O., Franklin, J., 2000. The relationship between intrusion-hosted Cu-Mo mineralization and the VMS deposits of the Archean Sturgeon Lake mining camp, northwestern Ontario: *Economic Geology*, vol 95, pp 1543-1550.

Gauthier, M., 2000. Styles et répartition des gîtes métallifères du territoire de la Baie-James. *Chronique de la recherche minière*, N°539, pp 17-61.

Gauthier, M., Larocque, M., Chartrand, F., 1997. Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie-James, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport MB 97-30, 61 pages.

Gavrilenko, B.V., 2001. Ore potential of acidic rocks of the Archean Kolmozero-Voronya zone, NE Baltic Shield; in Piestrzynski, Swets and Zeitlinger, eds., *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*, Lisse, pp 421-424.

Goodman, S., Williams-Jones, A.E., Carles, P., 2005. Structural controls on the Archean Troilus gold-copper deposit, Québec, Canada. *Economic Geology*, vol 100, pp 577-587.

Goldie, R., Kotila, B. and Seward, D., 1979. The Don Rouyn mine: an Archean porphyry copper deposit near Noranda, Quebec. *Economic Geology*, vol 74, pp 1680-1684.

Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M-C., 2001. Géologie de la région de la colline Bezier (33G/12) et du lac de la Montagne du Pin (33G/13). Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport RG 2001-13, 53 pages.

Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M-C., Davis, D.W., David, J., Parent, M., 2002. Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06, 33G/11). Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport RG 2001-15, 53 pages.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., 2007. The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits - A discussion. *Economic Geology*, vol 102, pp 155-158.

Harris, F.R., 1970. Geology of the Moss Lake area; Ontario Department of Mines and Northern Affairs, Geological Report 85, 61 p.

Houle, P., 2003. Territoire de la Baie-James : partie médiane de la Province du Supérieur (sous-provinces d'Opatika, d'Opinaca, de Nemiscau et de la Grande). Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport DV 2004-01, pp 9-11.

Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, vol 12, pp 111-134.

Krogh, T.E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 37, pp 485-494.

Krogh, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 46, pp 637-649.

Lepine, S., 2009. Le gîte à Au-Cu-Mo de MOP-II (Chibougamau, Québec): Un porphyre archéen déformé. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 193 p.

Legault, M., Rabeau, O., 2006. Étude métallogénique et modélisation 3D de la faille de Cadillac dans le secteur de Rouyn Noranda. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport RP 2006-03, 8 pages.

Lindner, M., Leich, D.A., Russ, P.G., Bazan J.M., Borg, R.J., 1989. Direct determination of the half-life of ^{187}Re . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 53, pp 1597-1606.

Lovell, H.L., 1967. Geology of the Matachewan area; Ontario Department of Mines, Geological Report 51, 61 p.

Lowell, J.D., Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits. *Economic Geology*, vol 65, pp 373-408.

Ludwig, K.R. 2003. Isoplot 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication No.4.

Markey, R., Stein, H.J., Hannah, J.L., Zimmerman, A., Selby, D., Creaser, R.A., 2007. Standardizing Re-Os geochronology : A new molybdenite reference material (Henderson, USA) and the Stoichiometry of Os salts, *Chemical geology*, vol 244, pp 74-87.

Meisel, T., Reisberg, L., Moser, J., Carignan, J., Melcher, F., Brugmann, G., 2003. Re-Os systematics of UB-N, a serpentinised peridotite reference material. *Chemical Geology*, vol 201, pp 161-179.

Moorhead, J., Perrault, S., Berclaz, A., Sharma, K.N., Beaumier, M., Cadieux, A-M., 2000. Kimberlites et diamants dans le nord du Québec, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport Pro 2000-05, 9 pages.

Moukhsil, A., Voicu, G., Dion, C., David, J., Davis, D.W., Parent, M., 2001. Géologie de la région de la Basse Eastmain centrale (33C/03, 33C/04, 33C/05 et 33C/06). Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport RG 2001-08, 52 pages.

Moukhsil, A., Legault, M., Boily, M., Doyon, J., Sawyer, E., Davis, D.W., 2003. Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James). Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport ET 2002-06, 55 pages.

Nunes, P.D. and Ayres, L.D., 1982. U-Pb zircon age of the Archean Setting Net Lake porphyry molybdenum occurrence, northwestern Ontario, Canada; *Economic Geology*, vol 77, pp 1236-1239.

Payette, L., Larose, P.Y., 1977. Rapport sur la zone d'intérêt LG-4, Groupe minier SES. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, dossier public d'exploration minière GM-34134, 62 pages.

Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol 25, pp 956-983.

Pilote, P., Robert, F., Kirkam, R.V., Daigneault, R., Sinclair, W.D., 1998. Minéralisations de type porphyrique et filoniennes dans le complexe du lac Doré - les secteurs du lac Clark et de l'île Merrill. Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau ; eds : P. Pilote. Ministère de Ressources Naturelles, Québec ; DV 98-03, pp 71-90.

Poirier, A., 2001. Géochimie Re-Os des roches alcalines du bouclier Indien. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 74 pages.

Richards, J.P., 2003. Tectono-magmatic precursor for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, vol 98, pp 1515-1533.

Ross, P.-S., Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined by trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol 46, pp 823-839.

Ross, P.-S., Jébrak, M. et Walker, B.M., 2002. Discharge of hydrothermal fluids from a magma chamber and concomitant formation of a stratified breccia zone at the Questa porphyry molybdenum deposit, New Mexico. *Economic Geology*, vol 97, pp 1679-1699.

Schoene, B., Crowley, J.L., Condon, D.J., Schmitz, M.D., Bowring, S.A., 2006. Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U-Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 70, pp 426-445.

Schnieders, B. R., Dutka, R. J., 1985. Hammond Reef Mine; in Schnieders, B. R. and Dutka, R. J., eds, *Property Visits and Reports of the Atikokan Economic Geologist, 1979-1983*, Ontario Geological Survey, Open File Report 5539, pp 226-234.

Sheets, R.W. and Moore, J.M., 1999. Porphyry-hosted Archean Au mineralisation at the Ford Mine, Zimbabwe; *Journal of African Earth Sciences*, vol 28, pp 72-73.

Seedorff, E., Einaudi, M.T., 2004. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style. *Economic Geology*, vol 99, pp 3-37.

Seedorff, E., Dilles, J.D., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *In*: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards (Editeurs), *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, pp. 251-298.

Selby, D., Nesbitt, B.E., Muehlenbachs, K., Prochaska, W., 2000. Hydrothermal Alteration and Fluid Chemistry of the Endako Porphyry Molybdenum Deposit, British Columbia. *Economic Geology*, 95: pp 183-202.

Shirey, S.B., Walker, R.J., 1995. Carius Tube Digestion for Low-Blank Rhenium-Osmium Analysis, *Anal.Chem*, vol 67, pp 2136-2141.

Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, vol 105, pp 3-41.

Simard, M., Labbé, J.-Y., Maurice, C., Lacoste, P., Leclair, A., Boily, M., 2008. Synthèse du Nord-Est de la province du Supérieur, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, rapport MM 2008-02, 196 pages.

Sinclair, W.D., 2007. Porphyry deposit, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposit of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposit Division, Special Publication N°5, pp 223-243.

Sinclair, W.D., non date. World porphyry. Site internet de la Commission Géologique du Canada, gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth.../appendix2_porphyry_global_sinclair.xls

Smoliar M. I., Walker R. J., Morgan J. W., 1996. Re-Os isotope constraints on the age of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science*, vol 271, pp 1099-1102.

Streckeisen, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. Vol 63, pp 773-785.

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds. , *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, vol 42, pp. 313-345.

Stein, H.J., Markey, R.J., Morgan, J.W., Hannah, J.L., Scherstén, A., 2001. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: how and why it works. *Terra Nova*, vol 13, pp 479-486

Stein, H.J., Sundblad, K., Markey, R.J., Morgan, J.W., Motuza, G., 1998a. Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila-Kivisuo, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting. *Mineralium Deposita*, vol 33, pp 329-345.

Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J., Hannah, J.L., 1998b. An introduction to Re-Os: What's in it for the mineral industry? *SEG newsletter*, vol 32, pp 8-15.

Sutherland Brown, A., 1976. Porphyry deposits of the Canadian cordillera: Special Volume 15, Canadian Institute of Mining, Metallurgy, and Petroleum, 510 p.

Taner, M.F., 1996. The East Sullivan stock and its gold-copper potential, Val d'Or Quebec, Canada. *Exploration and Mining Geology*, vol 5, pp. 45-60.

Taylor, H.P., 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. in Hedenquist, J.W., ed., *Magmatic contributions to hydrothermal systems: Geological Survey of Japan, Report 279*, pp 190-194.

Taylor, H.P., 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley & Sons, pp 229-302.

Thompson, J.E., 1943. *Geology of McGarry and McVittie Townships, Larder Lake area*; Ontario Department of Mines, v. 50, pt. 7, 99 p.

Tosdal, R.M., Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits, in Richards, J.P., and Tosdal, R.M., ed.: *Reviews in Economic Geology*, vol 14, pp. 157-181.

Velde, B., 1967. Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contribution to Mineral Petrology*, vol 14, pp 250-258.

White, W.H., Bookstrom, A.A., Kamili, R.J., Ganster, M.W., Smith, R.P., Ranta, D.E., Steininger, R.C., 1981. Character and origin of Climax-Type molybdenum deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, pp 270-316.

Wilson, M., 1996. *Igneous petrogenesis*, 2nd edition: London, Chapman & Hall, 466 p.

Williams, I.S. and Collins, W.J., 1990. Granite-greenstone terranes in the Pilbara Block, Australia, as coeval volcano-plutonic complexes: evidence from U-Pb zircon dating of the Mount Edgar Batholith; *Earth and Planetary Science Letters*, vol 97, pp 41-53.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, vol 20, pp 325-343.

York, D., 1969. Least-square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Sciences Letters*, vol 5, pp 320-324.

Zimmerman, A., Stein, H.J., Hannah, J.L., Kozelj, D., Bogdanov, K., Berza, T., 2008. Tectonic configuration of the Apuseni-Banat-Timok-Srednegorie belt, Balkans-south Carpathians, constrained by high precision Re-Os molybdenite ages. *Mineralium Deposita*, vol 34, pp 1-21.